TOME 104 1967 Série B - N° 1

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

UN EXEMPLE D'APPLICATION DE L'ANALYSE SÉQUENTIELLE A L'ÉTUDE DE L'URGONIEN PYRÉNÉEN

Jean DELFAUD
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - No 1

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 JANVIER 1967

Un exemple d'application de l'analyse séquentielle à l'étude de l'Urgonien pyrénéen

par Jean DELFAUD *

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Parmi les dépôts mesozoïques de la zone Nord-Pyrénéenne, l'Albo-Aptien constitue l'ensemble le plus mal connu.

C'est une puissante série calcaréo-marneuse, formée par la succession monotone de schistes et de calcaires à rudistes. La grande rareté des fossiles caractéristiques, et de nombreuses variations de détail ont dérouté pendant longtemps le géologue qui s'est borné à dénommer ce complexe du terme vague d'Urgo-Aptien.

Les méthodes qualifiées de litho-stratigraphiques, établies par LOMBARD (6) et CARROZZI (3), à partir de l'examen des rythmes sédimentaires, semble ouvrir une voie précieuse pour la compréhension de ce type de faciès.

Nous avons appliqué ces analyses à un secteur limité du Comminges occidental afin de tâcher de reconstituer les grandes lignes de l'évolution verticale et de la répartition géographique des masses urgoniennes.

Le secteur étudié appartient à la couverture septentrionale du Massif Nord-Pyrénéen de la Barousse. Il a été limité, d'une façon arbitraire, à l'est à la Garonne, et vers l'ouest à la Neste. Au-dessus du Paléozoïque, se développe une série de plis très serrés, qui affecte tour à tour le Jurassique, le Néocomien et l'Albo-Aptien, avant de disparaître, au nord, sous le Cenomanien discordant.

Une végétation très dense rend l'accès et l'observation difficiles, ce qui explique que pendant longtemps cette région ait été mal connue. Dans la première édition de la carte géologique, la teinte jaune de l'Aptien recouvre uniformément ce secteur.

* Manuscrit reçu le 18 janvier 1967.

En 1951, NOUGARÈDE (7) a montré l'existence d'un modèle structural de détail constitué d'un certain nombre de replis, mais sa stratigraphie est encore mal assurée. Par la suite, l'équipe toulousaine du professeur CASTERAS a repris l'étude de cette région, en vue de la deuxième édition de la feuille de Saint-Gaudens ; après un travail préliminaire de Mlle DECAMPS (4), DE BLEGIER (2) a observé, de part et d'autre de la vallée de l'Ourse, une série composée de : marnes de Samuran, calcaire aptien, marnes albo-aptiennes, calcaire albien, marnes albiennes. Plus à l'ouest, BARRIER a décrit la coupe de la Bayelle de Gazave et montré l'existence d'une épaisse formation gréseuse située entre l'Aptien et l'Albien (1).

La complexité du style structural entache ces travaux d'un certain nombre d'imprécisions. Il a paru souhaitable d'entreprendre une nouvelle étude de cette région, étude liant intimement le lever de coupes stratigraphiques et une cartographie détaillée.

Ainsi, a été établie une lithostratigraphie susceptible de servir de cadre à l'analyse sédimentologique du complexe urgonien.

COUPE DU PIC MAZOUAU _

(La série est renversée car elle se situe sur le flanc d'un anticlinal déversé) _

Fig. 1

I. - STRATIGRAPHIE

C'est dans la région de Gazave que les assises de l'Albo-Aptien sont les mieux développées Elles affleurent bien le long de la nouvelle route forestière qui conduit de Gazave à la prairie de la Bayelle, mais un mouvement anticlinal introduit des perturbations et des redoublements dans la succession décrite par Barrier.

Plus à l'ouest, le long du sentier allant du col de Mazouau au Pic de Mazouau, une autre coupe peut être observée, sur le flanc septentrional d'un anticlinal déversé vers le nord. Les roches sont très déformées par les contraintes tectoniques, mais les faciès restent encore identifiables ; leur ordre de succession peut être confirmé par l'étude du flanc sud de l'anticlinal, où la même série se retrouve.

A. — COUPE DU PIC MAZOUAU

En descendant vers le N, depuis le Cap d'Estivère, on recoupe tous les termes de l'Albo-Aptien selon l'ordre stratigraphique (fig. 1).

1. — Méga-rythme marneux inférieur (100 m) Marnes de Samuran.

Au centre de l'anticlinal se développe, sous la forêt, une combe assez vaste. Elle est formée par des schistes noirs et des calschistes pyriteux, très pauvres en quartz.

Cette formation correspond aux Marnes de Samuran, bien définies dans tout le Comminges. Des passées plus indurées, plus carbonatées, jalonnent des rythmes mineurs que l'insuffisance des affleurements ne permet pas de saisir.

2. — Méga-rythme calcaire inférieur (200 m) Calcaires d'Estivère.

Les reliefs assez accusés, bien que masqués par la forêt, qui forment la falaise du pic Mazouau représentent l'Urgo-Aptien des auteurs. En fait, les calcaires à rudistes y sont rares, et la succession se présente ainsi :

— Série de petits bancs bleutés, formés de calcaires argileux, puis graveleux, à pâte microcristaline, très nombreux lamellibranches, orbitolines, bryozoaires, entroques souvent en relief à la surface des bancs (30 à 50 m).

— Bancs massifs, métriques, de calcaire blanchâtre, à pâte fine renfermant de nombreux rudistes (10-15 m).

— Passée calschisteuse (20-30 m) se délitant en lits et feuillets noirs, pauvres en quartz.

— Seconde série de petits bancs bleutés, à pâte cristalline et nombreuses gravelles, entroques et orbitolines (50-80 m).

— Barre épaisse de calcaire à pâte blanche, en bancs métriques, riche en rudistes et rognons siliceux. L'ensemble mesure 20 à 30 m.

— Episode calschisteux disposé en lits centimétriques, très noirs, ternes, totalement azoïques (20-30 m).

Cette coupe montre que l'ensemble urgonien est très hétérogène et qu'il est constitué de termes lithologiques très divers, où les bioaccumulations à rudistes apparaissent deux fois.

3. — Méga-rythme Marno-gréseux médian (50-80 m). Grès de Gazave.

Sur le flanc N de l'anticlinal, une rupture de pente, correspond à un nouvel épisode détritique. Celui-ci est constitué par des passées de marnes marrons, bien litées, et des petits bancs franchement gréseux. Ces grès sont roux, grossiers, à ciment calcaire et renferment de nombreux grains glauconieux verts ou bruns. Ils sont granoclassés normalement ; au sommet des bancs, on observe des laminae, renfermant parfois des particules ligniteuses ou micassées, ce qui confère presque un aspect de flysch à la formation. Celle-ci s'étend vers l'est jusqu'à la route de la Bayelle de Gazave où Barrier l'a décrite sous le nom de grès de Gazave.

Trois passées carbonatées constituent des exceptions dans cet ensemble détritique. Il s'agit de bancs épais de 1 à 2 m, constitués de calcaire noduleux ou bréchique. Certains éléments sont très riches en polypiers branchus ou encroûtants. Sur le bord de la route de la Bayelle, on y observe même un véritable récif, massif, développé dans le banc médian.

Ce mégarythme correspond donc à une arrivée importante de quartz détritique, qui a étouffé le développement des rudistes. Pendant des périodes plus calmes, quelques petits édifices récifaux vite démantelés, ont pu s'édifier temporairement.

4. — Méga-rythme calcaire supérieur. Série du Sarrat-Bédat.

Une nouvelle barre, formant le ressaut du Sarrat-Bedat correspond à un second épisode carbonaté. Les faciès y sont très variés.

— Calcaire argileux, à pâte fine, avec des lamellibranches à tests minces, blancs et quelques mélobésiées libres.

— Calcaire microscristallin à entroques, débris de polypier, orbitolines.

— Calcaire à pâte fine à rudistes.

— Marne grise bourrée d'orbitolines.

— Dolomie saccharoïde noire.

Ces faciès se succèdent rapidement, ce qui témoigne d'une grande instabilité des fonds ; celle-ci est confirmée par la présence, à la surface des bancs, d'épaisses croûtes durcies violettes (Hard-Grounds).

5. — Méga-rythme marneux supérieur. Marnes de Mazouau.

Les prairies installées au col de Mazouau correspondent à une puissante série de marnes indurées, noires, pyriteuses, pratiquement azoïques. En plaques minces, elles ne montrent que des grains fins de quartz et des spicules de spongiaires.

Cette formation, renferme vers son sommet des épisodes cabonatées et des brèches que l'on attribue, sans grands arguments paléontologiques, au Cenomanien.

Ainsi, la région du Pic Mazouau permet l'observation d'une épaisse série « Albo--Aptienne » caractérisée par de multiples alternances entre des calcaires construits et des marnes. Ces séquences s'ordonnent en grands rythmes, qui correspondent au plus ou moins grand développement des apports détritiques ; cette évolution permet de définir de grandes formations, base d'une litho-stratigraphie locale.

B. — AUTRE COUPE : REGION DE SAMURAN

Entre la vallée de l'Ourse, et celle de la Garonne, un vaste synclinal, constitué d'Albo-Aptien, se développe. Sur le flanc sud de cette structure, une bonne coupe peut être observée.

1. — Méga-rythme marneux inférieur.

Sur le néocomien de la Montagne de Ger, repose une puissante série de marnes noires, pyriteuses, qui détermine une combe où s'est installé le village de Samuran. Le chemin qui monte de ce

village à la ferme de Cazeaux recoupe plusieurs niveaux carbonatés, intercalés dans les marnes, et riches en ammonites. Ces gisements sont connus de longue date et l'appellation de marne de Samuran a été proposée par De Blegier pour toute la formation. Les ammonites sont des *Hipacanthoplites* du Bédoulien supérieur - Gargasien.

2. — Méga-rythme calcaire inférieur.

Vers le nord, une colline dénudée, le mont Bentoulan, surmonte la combe des marnes de Samuran. Elle se compose de bancs calcaires métriques, roux ou gris, à pâte pyriteuse fine. Quelques rudistes isolés sont observables par endroit, ainsi que des niveaux bréchiques ou conglomératiques à ciment rouge. Des silicifications apparaissent dans les bancs qui affleurent sur la ligne de crête. Elles sont analogues à celles observées au sommet du méga-rythme calcaire inférieur du Pic Mazouau, ce qui permet de paralléliser les deux formations.

3. — Méga-rythme marneux médian.

Au revers de la cuesta du Pic Bentoulan, une combe correspond à un nouvel épisode argileux. On peut l'observer le long du chemin qui monte depuis Ilheu. Il est formé de marne indurée, en petits lits centimétriques, caractérisée par une couleur ocre ou violette.

Ce terme est le plus élevé de la série, car la combe correspond à l'axe du synclinal. Vers le N les pendages s'inversent et, dans le flanc septentrional du synclinal, l'épisode calcaire inférieure réapparaît.

Bien qu'incomplète, cette coupe permet de retrouver les trois formations inférieures décrites au Pic Mazouau, mais les changements lithologiques sont très grands. Seules, les marnes de Samuran ont le même faciès. Les calcaires inférieurs sont plus argileux tandis que l'épisode marneux médian n'est plus gréseux, mais se caractérise par une couleur violette.

C. — DATATION

Le rattachement des formations ainsi définies à l'échelle stratigraphique générale s'avère difficile, faute de documents paléontologiques.

— Les marnes de Samuran constituent le seul niveau que l'on puisse dater sérieusement, grâce aux ammonites. Elles correspondraient au Bédoulien supérieur - Gargasien.

— Les calcaires d'Estivère ne renferment que des orbitolines et des rudistes indéterminables. Comme pour l'ensemble de l'Urgo-Aptien pyrénéen, un âge Gargasien sera proposé.

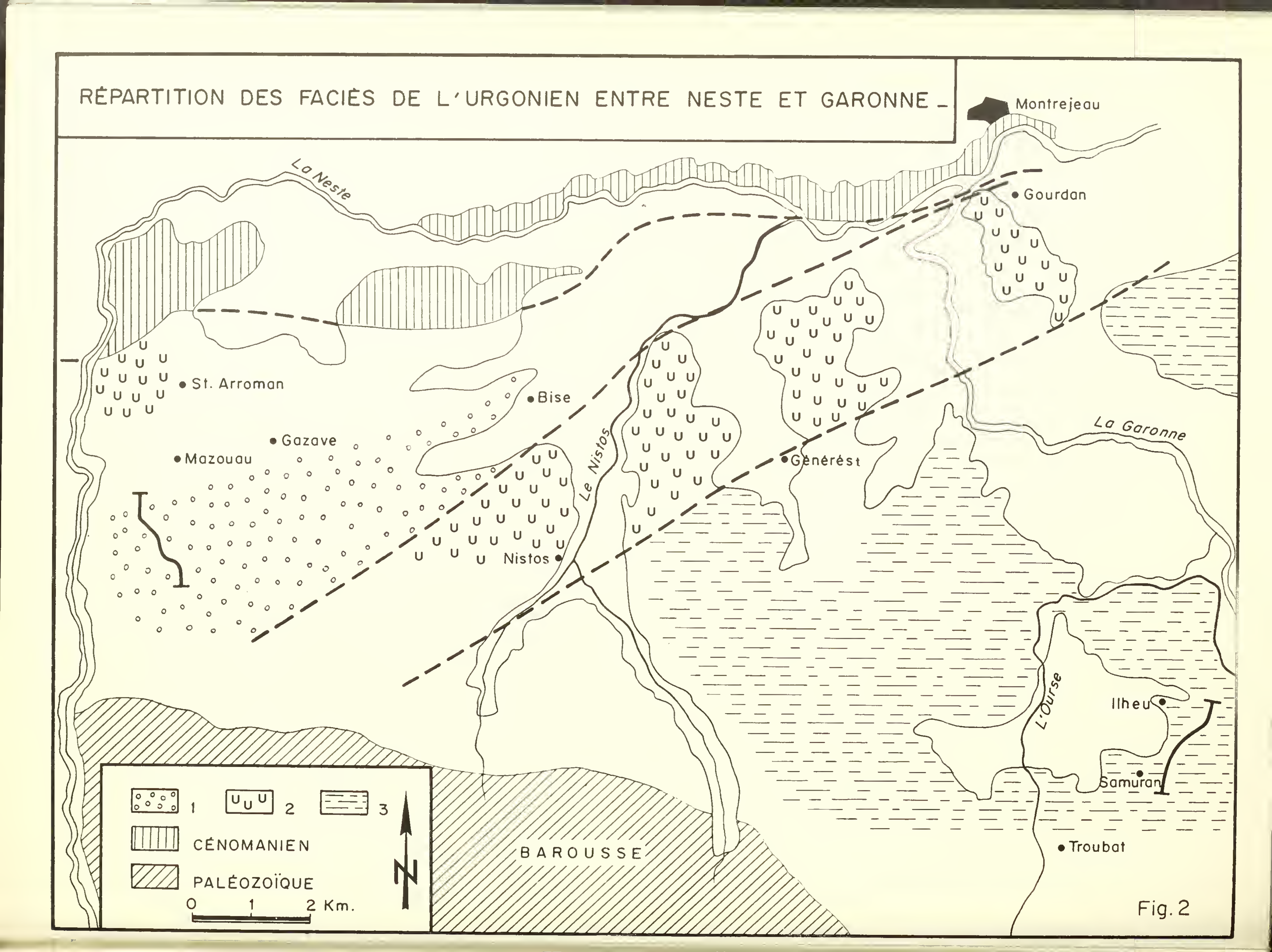
— L'épisode marno-gréseux médian de Gazave rappelle les grès verts clensayésiens de La Clape, mais il n'existe aucun document paléontologique pour étayer ce rapprochement.

— Le calcaire du Sarrat-Bedat renferme des mélobésiées de type Vimport. Celles-ci, dans le synclinal de l'Agly, sont associées à des ammonites de la zone de Clensaye, ce qui permet de rattacher cette formation au Clensayésien.

— Enfin, les marnes supérieures de Mazouau sont attribuées à l'Albien, sur la foi de découvertes sporadiques d'ammonites. Cette attribution sera conservée, bien que la limite supérieure avec le Cénomanien, soit très floue.

Le cadre stratigraphique ainsi établi permet une étude sédimentologique qui s'efforcera d'expliquer les variations de faciès.

D'une façon très générale, le complexe albo-aptien, pyrénéen est caractérisé (Rat. 1960-1962) par l'opposition de deux types de sédimentation : dépôt de vases grossières, dues à l'arrivée de masses détritiques et formation de bancs calcaires par accumulation. Chacun de ces phénomènes fut prépondérant et les rythmes qui en résultent traduisent l'avancée et le recul, sur une aire peu profonde et très instable, d'accumulations biologiques développées au front d'une nappe détritique, venue de zones émergées.


RÉPARTITION DES FACIÈS DE L'URGONIEN ENTRE NESTE ET GARONNE –
Montrejeau
La Neste
Gourdan
St. Arroman
Bise
Gazave
Mazouau
Le Nistos
Nistos
Générést
La Garonne
L'Ourse
Ilheu
Samuran
Troubat
BAROUSSE
1
2
3
CÉNOMANIEN
PALÉOZOÏQUE
0 1 2 Km.
N
Fig. 2

II. - SÉDIMENTOLOGIE DE L'URGO-APTIEN
(Série d'Estivère)

A deux reprises, les rudistes ont pu proliférer largement. L'étude détaillée du premier épisode (méga-rythme calcaire inférieur) qui est le mieux développé permettra de reconstituer le mécanisme qui a présidé à leur mise en place.

A. — DESCRIPTION

Pour saisir un phénomène sédimentaire, il est nécessaire de l'observer dans sa totalité, c'est-à-dire selon les deux dimensions : verticale et horizontale.

1. — Evolution verticale.

L'analyse micrographique du méga-rythme calcaire inférieur du Pic Mazouau montre la répétition de très nombreux micro-faciès. Ceux-ci peuvent se classer en trois groupes :

a) *Faciès à débris :*

— Calcaire microcristallin à entroque ;
— Calcaire microcristallin à fins débris ;
— Calcaire microcristallin à « pellets » et petits foraminifères ;
— Calcaire microcristallin à orbitolines ;
— Calcaire microcristallin à melobésiées encroûtantes.

b) *Faciès à rudistes :*

— Calcaire macrocristallin à rudistes ;
— Calcaire macrocristallin à polypier ;
— Calcaire à pâte fine à rudistes ;

c) *Faciès argileux :*

— Calcaire cryptocristallin à débris de lamellibranches cristallins ;
— Calcaire cryptocristallin à dasycladacées ;
— Calcaire argileux, pyriteux, à spicules.

Une analyse séquentielle, établie en prenant cette classification des microfaciès comme série virtuelle, montre l'existence de deux rythmes dans lesquels se succèdent : calcaire à débris, calcaire à rudistes, faciès argileux (fig. 3).

2. — Evolution horizontale.

De la Garonne à la Neste, les microfaciès individualisés ci-dessus présentent une répartition géographique qui permet de définir trois zones (fig 2).

— Secteur occidental :

La coupe du Pic Mazouau appartient à ce secteur. Il est caractérisé par la prédominance des faciès à débris qui constituent la majeure partie de la formation. Ces faciès apparaissent dans la région de Bize et s'étendent vers l'W, au-delà de la Neste; ainsi au sud d'Esparros, le long de la nouvelle route forestière, affleure une puissante série de calcaire à débris, composée essentiellement de plaquettes pétries d'entroques. Ce type de faciès, exploité dans les carrières de Hèches, alterne encore avec des épisodes à rudistes et des termes argileux.

— Secteur central :

Le long d'une étroite bande, d'orientation SW-NE, qui s'étend de Nistos à Gourdan, le faciès de calcaire à rudistes se développe. Il constitue des bancs épais, bien visibles :

— Au sommet du Mont Pelat de Nistos ;
— Dans le bois de Bonrepaire (où ils forment la carapace d'un anticlinal) ;
— Au Pic du Picon, au N de Génerest ;
— Dans la colline de Gourdan, où ils sont exploités activement en carrières.

A côté du faciès à rudistes, apparaissent également des calcaires à débris (Mont Pelat) ou des calcaires argileux à très nombreux orbitolines (Gourdan).

— Secteur oriental :

Ce secteur correspond à une large extension des calcaires argileux. Ils apparaissent dans le synclinal de Gaudent-Sacoué où, au Pic de Cau, ils surmontent les marnes de Samuran. L'absence presque totale de rudistes les a fait attribuer à l'Albien dans la région de Sarp. De l'autre côté de l'Ourse, ils se développent, toujours en position synclinale, de Samuran à Izaourt où ils sont exploités par des carrières de ciment. Ce faciès se poursuit vers l'E, de l'autre côté de la Garonne. On l'observe très bien au sud de Barbazan, le long du sentier montant au Pré du Ges.

B. — INTERPRETATION

La double évolution, verticale et horizontale, du cortège des faciès urgoniens, suggère les interprétations suivantes :

1 — L'Urgonien est structuré comme un édifice récifal.

— Les faciès sparithiques à débris correspondent aux zones agitées du trottoir externe, face à la haute mer. Lamellibranches, bryozoaires et orbitolines sont roulés par les vagues et se mélangent aux entroques arrachées aux prairies d'encrines situées plus au large. Bien que les Toucasia ne construisent pas de véritables édifices, leur accumulation dans une boue calcaire, constitue des cordons dans lesquels s'installent les organismes constructeurs (polypiers, bryozoaires). Ces ensembles jouent le rôle de récif frangeant, protégeant des vagues une aire calme, analogue aux lagons. Celle-ci est le siège d'une sédimentation fine des vases et des calcaires fins se déposent dans des milieux confinés où règnent souvent des conditions réductrices. Ce lagon fait face aux zones hautes, hauts fonds sous-marins ou continent.

— Ainsi dans le Comminges occidental, un cordon constitué de rudistes s'était accumulé le long d'un accident structural (ride ou cuvette ?) établi de Nistos à Polignan. Vers le NW, s'étendait la mer ouverte, occupée par une vaste prairie à encrines ; vers le SW, un plan d'eau calme s'allongeait le long d'une zone haute formée par le massif de la Barousse.

Cet « édifice » avait donc une extension assez considérable, mais il n'occupait pas la totalité du bassin nord pyrénéen Commingeois, car de nouvelles structures, plus puissantes, apparaissent dans les zones métamorphisées à l'heure actuelle plus au N (Butte de Montoussé) ou plus au S (Pic du Gar Massif de Saint-Béat).

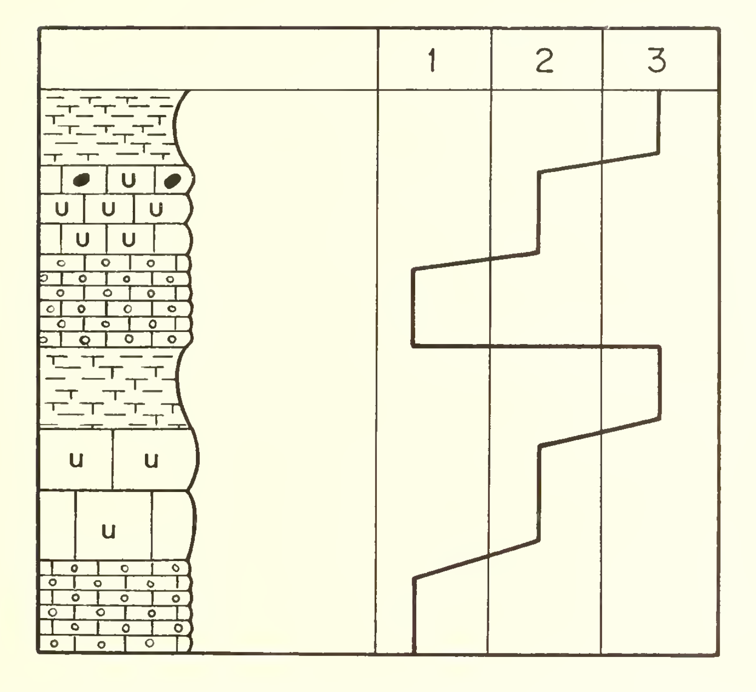
Cet édifice a connu de nombreuses vicissitudes, marquées par des phases d'avancées et de recul et exprimées dans les rythmes sédimentaires. Il semble même que les rudistes aient disparu lors de l'arrivée détritique qui clôture le rythme inférieur.

Une coupe NW-SE (fig. 4) situe dans l'espace ces évolutions et permet une interprétation : dans chaque rythme, les zones à rudistes apparaissent après les faciès à débris, ce qui suggère un déplacement des bioaccumulations qui progressaient ainsi depuis les zones hautes vers la haute mer. Ce mouvement correspond à une régression : il est consécutif à la surrection des massifs nord-pyrénéens.

2. — Un bassin commingeois individualisé au cours du jurassique (J. Delfaud 1966) existait encore durant le Crétacé inférieur. Il est caractérisé par l'abondance des faciès argileux, développés au détriment des formations à rudistes.

Ce caractère argileux se retrouve dans le rythme marno-gréseux médian. Dans les Pyrénées, le

ANALYSE SÉQUENTIELLE DE LA SÉRIE D'ESTIVÈRE _



1 : Faciès graveleux

2 : Faciès à rudistes

3 : Faciès argileux

Fig. 3

COUPE DANS DES FACIÈS DE L'URGONIEN _

NW

SE

Zone de Gazave

Nistos_Gourdan

Zone de l'Ourse

1

2

3

Fig. 4

Comminges occidental est la seule région qui renferme de véritables grès aptiens. L'équivalent de ceux-ci n'existe qu'en Languedoc (La Clape) ou dans les Cantabres. La répartition de ces grès semble dictée par une paléogéographie identique à celle qui a présidé au dépôt de l'Urgonien. En effet, en arrière de la zone Nistos-Gourdan, les grès sont remplacés par une marne violette, micassée et pauvre en quartz.

Le Comminges était donc ouvert aux apports terrigènes venus du Sud et cette disposition ancienne a conditionné l'originalité morphologique actuelle de cette province : l'ensemble de la zone Nord-Pyrénéenne est accidenté de forts reliefs constitués par les falaises massives de l'Urgonien, tandis que dans le Comminges les formes sont plus douces. Les seuls reliefs sont formés par les assises jurassiques (Brèche séquanienne en particulier) ce qui explique que pendant longtemps les auteurs aient rattaché ces brèches à l'Urgonien.

3. — La biaccumulation urgonienne s'étend selon une direction paléogéographique orientée WE-SW.

A l'heure actuelle, cette bande de calcaire à rudistes coïncide avec une ride anticlinale, de direction N 60° E à N 70° E, qui affecte des matériaux jurassiques et crétacés inférieurs.

Ainsi, un même accident structural a peut-être régit la sédimentation de l'Urgonien et rejoué par la suite pour engendrer un pli. Ce dernier appartient à un faisceau d'anticlinaux parallèles qui se développent entre le Nistos, à l'W, et le Job, à l'E.

Ces structures sont recouvertes par le Cenomanien ; celui-ci est affecté de replis qui ont une orientation de N 90° E à N 110° E, c'est-à-dire différente de celle des anticlinaux jurassiques et néocrétacés. On peut penser que cette disposition figure, *localement*, la discordance anté-cénomanienne.

L'histoire paléogéologique de ce secteur paraît liée à la succession de mouvements épirogéniques manifestés durant le Jurassique terminal ou le Néocomien qui ont affecté le voisinage de la Barousse : une flexure apparaît sur la ligne Nistos-Gourdan; un « édifice » urgonien s'installe au-dessus, puis disparaît lors de la venue des marnes albiennes.

Avant le Cenomanien, une phase de plissement développe un anticlinal sur la vieille flexure. Les dépôts du flych ravinent cette cordillère et, progressivement, apparaissent les directions pyrénéennes qui guideront l'une des phases du paroxysme tertiaire.

CONCLUSIONS

L'étude, dans un secteur limité, des structures et des rythmes sédimentaires a ainsi permis d'avancer un peu dans la compréhension de l'Albo-Aptien nord-pyrénéen.

1. — **Un cadre litho-stratigraphique** basé sur les grandes lignes de l'évolution sédimentaire a été établi.

A l'intérieur de la stratigraphie pyrénéenne, la série commingeoise présente une certaine originalité, due au grand développement des termes argileux.

De part sa position centrale, sa connaissance sera précieuse pour relier les séries des Pyrénées-Occidentales (Pays Basque-Béarn) à celles des Pyrénées-Orientales (Pays de Foix-Roussillon).

2. — **La reconstitution des structures sédimentaires du complexe urgonien**, obtenue en replaçant verticalement et horizontalement les séquences, permet de montrer que l'Urgonien était structuré comme un édifice récifal.

De plus, le schéma proposé pour l'explication des conditions de genèse des dépôts urgoniens des Pyrénées permet de mieux situer le contexte paléogéographique des faciès à entroques si fréquents dans le mésozoïque pyrénéen.

Ainsi, les calcaires feuilletés à entroques du Kimméridgien présentent des intercalations de faciès périrécifaux à nérinées, et de couches feuilletées riches en matière organique déposées dans un lagon Cette trilogie serait, encore dans ce cas, significative d'une structure récifale établie en bordure de la chaîne.

3. — **La reconstitution des directions paléogéographiques,** différentes des directions actuelles permet de préciser la nature des phases embryonnaires, leur géométrie et permet de mieux saisir leur évolution.

Il devient ainsi possible de débrouiller la succession des pulsations tectoniques qui, à travers le jurassique et le crétacé inférieur, ont amorcé la formation de l'édifice pyrénéen. Une thèse, en cours d'achèvement, reconstitue la localisation, la chronologie et la dynamique de ces événements.

BIBLIOGRAPHIE

1. BARRIER (J.), 1958. — Tectonique du Nistos, Rapport C.F.P.

2. BLEGIER (A. de), 1958. — Contribution à l'étude géologique de la couverture septentrionale de la Barousse. D.E.S., Toulouse.

3. CAROZZI (A.), 1950. — Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. *Archives des Sciences*, Genève, vol. III, p. 14-40 et p. 95-146.

4. DECAMPS (J.), 1956. — Etude des terrains secondaires nord-pyrénéens de la région située entre Neste et Garonne. D.E.S. Toulouse.

5. DELFAUD (J.), 1966. — Le Jurassique et le Néocomien du Mont Sacon (Pyrénées centrales). C. R. som. S.G.F., p. 103.

6. LOMBARD (A.), 1956. — Les séries marines, 722 p., Masson édit., Paris.

7. NOUGARÈDE (F.), 1951. — Etudes sur l'Albo-Aptien au sud de Saint-Gaudens. *Bull. Ass. Française des Techniciens du Pétrole.* Octobre 1951, p. 1-29, 8 p. 1

8. RAT (P.), 1960. — Les milieux urgoniens cantabriques. *B.S.G.F.* (7), I, p. 378-384.

9. RAT (P.), 1962. — Structures et formes dans les calcaires urgoniens pyrénéo-cantabriques. Contribution à l'analyse d'un faciès. Actes du 4[e] Congrès int. d'études pyrénéennes. Pau, p. 105-116.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 MARS 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 2



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE CHELLALA-REIBELL
(Départements de Médéa et Tiaret - Algérie)

C. CARATINI

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 2

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 JANVIER 1967

Histoire géologique de la région de Chellala - Reibell
(Départements de Médéa et Tiaret - Algérie)

par Claude CARATINI *

Laboratoire de Géologie Dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

I. - SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Depuis bientôt un siècle, il est classique de subdiviser l'Algérie, de la Méditerranée au Sahara, en cinq unités géographiques plus ou moins parallèles qui du Nord au Sud sont :

— Les chaînons calcaires littoraux ;

— L'Atlas tellien ;

— Les Hautes Plaines ;

— L'Atlas saharien ;

— Le Sahara.

Les schémas structuraux les plus récents (L. Glangeaud, 1932 ; M. Durand-Delga, 1960 ; M. Kieken, 1963) reprennent en les précisant ces subdivisions traditionnelles et considèrent :

— Le *géosynclinal tellien* où l'Atlas tellien correspond au « miogéosynclinal » ;

— Les *Hautes Plaines* qui marquent le début du socle autochtone et passent progressivement vers le Sud au :

— Fossé de l'*Atlas saharien.*

La région de Chellala-Reibell s'étend à 200 km environ au S d'Alger (*fig.* 1). Elle est séparée des reliefs de l'Atlas tellien s'élevant au N, plus précisément de l'Ouarsenis, par les Hautes Plaines algéroises occidentales dont la largeur est ici relativement faible, 40 km au maximum.

L'Atlas saharien se poursuit là vers le N en une succession de massifs toujours orientés suivant une direction proche de N 55° E et séparés par des plaines synclinales ou peu tectonisées, de plus en plus larges vers le N. Ce sont les plus septentrionaux de ces massifs qui font l'objet de notre étude [1].

1. Cet article expose les conclusions générales de mon doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles : « Etude géologique de la région de Chellala-Reibell » qui sera incessamment publié par les soins du Service géologique de l'Algérie.

* Manuscrit reçu le 25 janvier 1967.

II. - HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE CHELLALA-REIBELL

LE PRIMAIRE

On ne possède guère de documents sur les terrains anté-triasiques de la région de Chellala-Reibell. Seul, le sondage de BOURLIER (Bo 1, S.N. Repal, 1964, inédit) a reconnu, sous la plaine du Sersou, l'existence d'un primaire (Permien ?) argilo-pélitique, inconnu avec ce faciès en Algérie du Nord.

En outre, à la surface de diapirs triasiques situés au N de Djelfa, on observe des conglomérats rapportés au Permien par A. JOLY (1910), mais sans preuve.

Ce n'est qu'avec le Trias que peuvent commencer les études stratigraphiques.

LE TRIAS

Tel qu'on l'observe en surface, dans les diapirs, le Trias est surtout représenté par des termes plastiques — gypse, sel, argilites — parvenus au jour à la faveur de dislocations tectoniques par où ils se sont insinués, entraînant avec eux des dolomies, des cargneules, des quartzistes, dont l'âge triasique n'est pas prouvé.

Mais le forage profond « Cedraïa 1 » (Ced 1, S.P.H.P., 1962, inédit) a permis de reconnaître la stratigraphie du Trias qui est la suivante :

— A la base : une formation détritique dont les termes les plus anciens sont conglomératiques (140 m traversés) ;

— Puis une formation argilo-anhydritique, épaisse de 270 m, et comprenant une faune du Muschelkalk — *Myophoria* sp. aff. *elongata* GIEB [2] — indiquant ainsi que les formations à évaporites débutent bien avant le Keuper ;

— Enfin, au sommet, une formation calcaréo-anhydritique, puissante de 110 m, où les restes de Lamellibranches et Gastéropodes sont fréquents. Cette formation pourrait englober le Rhétien.

Ainsi, ce Trias présente beaucoup d'analogie avec celui du type germanique.

LE LIAS

Le *Lias inférieur* (Hettagien à Carixien) correspond à un retour à peu près général de la mer en Algérie. Il est formé ici de calcaires biolithiques (« Cedraïa 1 ») ou de dolomies métasomatiques (Djebel Nador), déposés en milieu très peu profond. Son épaisseur est légèrement supérieure à 400 m.

Au *Domérien*, la mer reste peu profonde. Elle permet le dépôt de 100 à 150 m de calcaires marneux et de calcaires à accidents siliceux fréquents, riches en Ammonites [3].

Le *Toarcien* se singularise au Djebel Nador par son faciès « ammonitico rosso » marneux et la condensation stratigraphique qui comme toujours l'accompagne (épaisseur : 10 à 20 m).

LE DOGGER

Ainsi que dans tout le domaine mésogéen, les calcaires à « débris filamenteux » microscopiques se déposent. Ils sont en outre caractérisés ici par leur richesse en *Cancellophycus*. Les Ammonites [4] permettent d'étendre cette formation dont l'épaisseur moyenne est 200 m de l'Aalénien au sommet du Callovien (zone à *Erymnoceras coronatum*).

Durant le Lias et le Dogger, à l'exception de quelques rares grains de quartz présents dans le Toarcien, on ne note aucun dépôt détritique. La sédimentation, essentiellement carbonatée, traduit par sa régularité un calme orogénique qui s'étend certainement bien au-delà du cadre de notre région. Les mouvements décrits plus au N, dans l'Ouarsenis, par M. MATTAUER (1958) ne trouvent pas d'écho ici.

---

2. 3. 4. Déterminations respectivement dues à :
— M. M. Collignon ;
— MM. R. Mouterde et le Docteur K. Hoffmann.
— MM. H. Tintant et le Docteur K. Hoffmann.

Néanmoins, une subsidence non négligeable a continuellement affecté notre région puiqu'elle a permis le dépôt, en milieu généralement peu profond, de 750 m environ de sédiments. Mais l'intensité de cette subsidence n'a été régulière ni dans le temps, ainsi que le prouve la diversité des faciès observés, ni dans l'espace comme le témoignent les variations subies par un même niveau en des points parfois peu éloignés.

En Algérie, le Dogger est surtout marqué par la naissance d'un fossé subsident à l'emplacement de l'Atlas saharien, fossé qui n'affecte pas encore la sédimentation dans notre région.

LE CALLOVIEN SUPERIEUR - OXFORDIEN p.p.
(Zone à **G. transversarium** incluse)

Rompant avec la sédimentaiton carbonatée, un épisode détritique apparaît brusquement, déposant de 400 à 700 m de grès fins et d'argilites verts dont l'aspect et les caractères — rythmicité, pétrographie, figures de sédimentation, ... — sont identiques à ceux d'un flysch. La paléogéographie (disparition des grès en biseau vers le Nord et l'Est), l'orientation des paléocourants (en moyenne SW-NE), montrent l'origine sud-occidentale des matériaux.

Notre région représente la limite occidentale de ces faciès « flysch », peu profonds, qui à cette époque s'étendaient en une vaste zone deltaïque sur une grande partie de l'Algérie occidentale, alors que l'arrière-pays sud occidental, permettait, malgré la subsidence qui l'affectait, le transit subaérien du matériel détritique, et que, plus au Nord et à l'Est, les grès faisaient progressivement place aux dépôts carbonatés marins.

A partir du Callovo-Oxfordien, la forte subsidence qui se manifeste depuis le Dogger dans le fossé de l'Attlas saharien, atteint notre région. Celle-ci se différencie désormais en deux zones, car à l'E, c'est-à-dire vers l'Atlas saharien, la subsidence est beaucoup plus intense qu'à l'W et provoque le dépôt d'une masse de sédiments bien supérieure.

C'est à ce moment que, au N se dessine le géosynclinal tellien.

LE JURASSIQUE TERMINAL
ET LA BASE DU CRETACE
(Berriasien, Valanginien inférieur **p.p.**)

Des calcaires et des marnes formés en milieu peu profond remplacent progressivement les grès et argilites verts.

L'interruption des apports gréseux est-elle due à l'abaissement rapide de l'arrière-pays méridional par où transitait le matériel détritique ou traduit-elle une invasion marine d'origine septentrionale ?

A la fin de l'Oxfordien, les grès et argilites verts recouvrent encore, temporairement, l'W de la région, puis, la sédimentation carbonatée s'établit et persiste, sans changement bien notable jusqu'au sommet du Berriasien où se situe un épisode régressif général dans le domaine de l'Atlas saharien. Des calcaires et des marnes se déposent à nouveau, toujours en milieu peu profond, jusqu'à un niveau que nous situons dans un Valanginien inférieur imprécis.

Comme partout en Algérie, le passage du Jurassique au Crétacé s'effectue sans que les conditions de sédimentation varient sensiblement. On note ici, vers le sommet de cette série carbonatée, une tendance à l'émersion, prélude de la « régression néocomienne » (J. Savornin, 1931) qui va affecter une grande partie de l'Algérie.

La profondeur de la mer reste toujours faible et permet le dépôt de calcaires biolithiques, oolithiques et graveleux alternant avec des marnes. Ces assises sont souvent transformées à l'W, à l'emplacement de l'aire épinéritique correspondant au Djebel Nador et aux monts de Chellala-Reibell, en dolomies métasomatiques, à la suite d'une dolomitisation qui ne semble obéir à aucune règle.

Les quelques horizons gréseux qui s'observent, surtout dans les secteurs occidentaux et méridionaux, diminuent puis disparaissent vers le N et l'E, prouvant bien la constance de l'origine sud-occidentale du matériel détritique.

Les puissances du Jurassique terminal et de la base du Crétacé de faciès carbonaté, égales à 1 000 m

dans le Djebel Nador et les monts de Chellalla-Reibell, croissent brusquement pour atteindre 2 000 m à l'E, vers le fossé de l'Atlas saharien qui est donc toujours beaucoup plus subsident (fig. 2 et 3).

LE CRETACE INFERIEUR

Ce n'est que durant la partie inférieure du Valanginien que les dépôts deviennent tout à fait différents, avec une nette prédominance des faciès gréseux détritiques, souvent continentaux.

En effet, dès le début du Crétacé, un nouvel élément paléogéographique apparaît, c'est la vaste « Terre des Idrissides » (G. Choubert, A. Faure-Muret, 1962), territoire très peu subsident qui couvre les Plateaux oranais et les Hautes Plaines sud-oranaises et s'étend jusqu'au Maroc. De cette vaste aire, la région de Chellala-Reibell représente l'extrémité orientale sur laquelle les invasions marines sont maintes fois venues s'échouer.

Ainsi les secteurs ouest et est de notre région sont-ils très différents tant au point de vue des faciès que de l'épaisseur des sédiments (fig. 4).

L'W, vers Trézel-Sougheur, reste constamment émergé. La subsidence s'y exerce peu. En effet, le Crétacé inférieur et la partie inférieure du Cénomanien ne sont représentés que par environ 200 m de grès continentaux.

Dans le secteur oriental de notre contrée, où les épaisseurs atteignent 1 000 m, preuve d'une subsidence beaucoup plus active, on peut, grâce aux intercalations marines, subdiviser le Crétacé inférieur de la manière suivante :

a) Groupe gréseux inférieur :
Valanginien p.p., Hauterivien, Barrémien s.l.

Les niveaux marins gréso-carbonatés alternent d'abord avec des grès uniquement continentaux indiquant un balancement irrégulier des rivages.

Puis les conditions continentales s'uniformisent et, jusqu'à l'Aptien, les grès « à dragées » recouvrent le pays.

b) Groupe gréso-carbonaté moyen :
Aptien s.l.

La mer se manifeste, fort épisodiquement d'abord, plus franchement à l'Aptien supérieur où elle dépose les calcaires à Orbitolines. Nous sommes ici à la limite occidentale du domaine marin de l'Aptien qui n'a sans doute pas atteint les monts de Chellala-Reibell.

c) Groupe gréseux supérieur :
Albien s.l.

La sédimentation gréseuse continentale règne à nouveau et est responsable de 100 m environ de grès semblables à ceux du sommet du Groupe gréseux inférieur.

Les caractéristiques physiques de tous ces grès attestent la variabilité des conditions de dépôt au sein d'une vaste zone d'épandage fluvio-éolien, recouvert de temps à autre par une mer, ici peu profonde, s'ouvrant à l'E et au N.

Tout comme au Jurassique supérieur, les épaisseurs vont en diminuant depuis le fossé de l'Atlas saharien jusqu'à notre région et on constate qu'elles s'accroissent à nouveau, très rapidement, vers le N, vers le géosynclinal tellien (fig. 5).

LE CRETACE SUPERIEUR

La transgression dite « cénomanienne » ramène ensuite des conditions marines qui ont persisté jusqu'à la fin du Crétacé supérieur.

Alors que plus à l'E, dans l'Aurès oriental (R. Laffitte, 1939 *a*), l'Albien est entièrement marin, les monts des Oulad Naïl (J. Emberger, 1960) ne sont envahis qu'à l'Albien supérieur et la partie orientale de notre région n'a été atteinte qu'au sommet de l'Albien ou au début du Cénomanien. Vers Challala-Reibell et Taguine, la sédimentation gréseuse continentale ne fait place aux dépôts carbonatés marins que vers la partie moyenne du Cénomanien. La transgression a donc été progressive mais semble avoir eu un obstacle à surmonter en parvenant dans nos régions qu'elle a mis longtemps à

recouvrir. Celles-ci immergées, la mer s'étend loin vers l'W où elle arrive de plus en plus tardivement puisqu'au N du Chott Chergui le Sénonien serait directement transgressif sur le Jurassique.

La lithologie — calcaires, gypse... —, la faune, presque uniquement benthique avec notamment des Ostréidés, indiquent une mer toujours peu profonde, où des bassins isolés du large se créaient facilement.

Durant le Sénonien, la tendance à l'émersion se fait sentir avec l'abondance des dépôts évaporitiques. La date du retrait de la mer n' apu être précisée car les assises les plus élevées ont partout été supprimées par l'érosion. Les fossiles les plus récents indiquent le Campanien et seuls 20 m de calcaires azoïques pourraient représenter le Maëstrichtien au sondage de El Krachem (G. Cheylan et *al.*, 1954).

Ainsi, du Lias au sommet du Crétacé, toutes les strates sont concordantes. Les seuls mouvements sont dus à l'épirogénèse, et se traduisent par un enfoncement constant du tréfond. En effet, même les émersions ne s'accompagnent pas de lacunes totales de sédimentation, preuve de la persistance du mouvement subsident. Mais l'activité de cette subsidence a été irrégulière, tant dans le temps comme le prouve en particulier la variabilité de la superposition des faciès, que dans l'espace, entraînant pour des dépôts synchrones des différences d'épaisseurs appréciables. C'est notamment, depuis le Jurassique supérieur, en raison de la subsidence plus intense du fossé de l'Atlas saharien que les épaisseurs deviennent beaucoup plus importantes à l'E et au S de notre contrée. Cet affaissement différent de deux zones voisines a déterminé la formation d'une faible torsion affectant les terrains qui les séparent, c'est-à-dire d'une flexure que nous avons nommée « flexure nord-atlasique ». Celle-ci est remarquable par la pérennité de sa localisation. Notons gue cette « flexure nord-atlasique », due uniquement à l'épirogénèse, n'est pas l'homologue de l'« accident sud-atlasien » (R. Laffitte, 1939 *b*) dont elle n'a ni l'importance, ni le sens de rejet, ni l'âge.

Les relations entre notre région et le géosynclinal tellien sont moins nettes. Alors qu'à l'W, dans la région de Tiaret, les massifs du Bou Rheddou et du Bechtout semblent séparer constamment (fig. 2) le domaine de l'Atlas saharien du miogéosynclinal, vers Chellala-Reibell et Paul Cazelles-Aïn Oussera, si on ignore les variations d'épaisseur du Jurassique vers le N, on constate que dans cette direction, le Crétacé subit très rapidement un accroissement des puissances. Ainsi, à l'E (fig. 5), c'est la région de Chellala-Reibell qui délimite les domaines du Tell et de l'Atlas saharien, sans les isoler complètement.

Durant le Jurassique supérieur et le Crétacé, la région de Chellala-Reibell est demeurée une aire relativement très peu subsidente située aux confins septentrionaux du domaine de l'Alas saharien séparant le géosynclinal tellien du sillon de l'Atlas saharien. Elle représente le promontoire oriental du môle résistant que fut la vaste « Terre des Idrissides ».

Ainsi, la région de Chellala-Reibell correspond à une zone intermédiaire entre les grands ensembles paléogéographiques qui, depuis le Jurassique moyen, ont marqué l'histoire géologique de l'Algérie.

Autre fait notable durant cette période : le retour de la mer n'est jamais marqué par un niveau conglomératique, attestant ainsi l'absence de relief émergé capable d'alimenter une telle sédimentation. On a encore là un argument supplémentaire qui peut rendre compte du calme tectonique.

LE NUMMULITIQUE

Après l'émersion de la fin du Crétacé, la mer éocène est toute proche de notre contrée, mais ne semble pas avoir atteint la région de Chellala-Reibell qui se distingue donc toujours par sa résistance à la subsidence.

Puis l'orogénèse qui donna naissance aux reliefs de notre région, se produisit.

L'absence de repères paléontologiques, due notamment au manque de dépôts marins, ne nous permet pas de dater ces mouvements, mais ceux-ci correspondent très probablement aux phases tectoniques responsables de l'érection de l'Atlas saharien. On pense désormais que ces phases sont plus ou moins contemporaines dans toute la chaîne et, par comparaison avec l'Aurès (R. Laffitte, 1939 *b*), qu'elles se sont déroulées de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur.

La chaîne Nador-Chellala appartient en effet, par bien des caractères, au domaine de l'Atlas saharien, en particulier par (fig. 6) :

— *Son orientation générale :* N 55° E. Néanmoins, les structures les plus septentrionales (Djebel Rechaiga...) par leur orientation quelque peu différente (N 45° E) semblent montrer que les influences atlasiques s'estompent vers le Nord, lorsque l'on se rapproche du géosynclinal tellien.

— *Son style tectonique*, caractérisé par des anticlinaux longs et étroits, qui en coupe transversale évoquent un style « coffré », indépendants les uns des autres et séparés par de vastes aires synclinales ou peu tectonisées. Mais il ne fait pas de doute que la puissance relativement faible des assises jurassico-crétacées est responsable de l'aspect structural particulier de notre région.

On peut y distinguer deux types d'architecture fort différents :

— Les larges aires peu tectonisées où les structures superficielles et profondes sont très probablement identiques ;

— Les zones tectonisées, relativement très étroites, par rapport à leur longueur, qui correspondent sans doute à des accidents profonds. Mais la brusquerie du style tectonique visible en surface, l'étroitesse des plis où géométriquement les couches profondes ne peuvent pénétrer, le diapirisme, obligent à faire intervenir une certaine dysharmonie entre les niveaux superficiels et profonds.

La présence des termes plastiques du Trias dans la série stratigraphique a pu contribuer à créer cette dysharmonie en séparant deux séries de terrains qui par suite ont réagi différemment aux efforts tectoniques :

— Le socle proprement dit et, au-dessous du Trias plastique, les terrains qui dans tous les cas ont dû demeurer à peu près solidaires de ce socle ;

— La couverture sédimentaire post-triasique.

Les phénomènes de décollement que la couverture a pu subir à l'aplomb des accidents affectant le socle expliqueraient, outre les structures brusques et étroites :

— L'existence des compartiments tectoniquement isolés et peu étendus dont la structure est originale par rapport aux régions environnantes (« horst » de Zerguine, Djebel Metales, Es Sekkine), en bordure desquels justement, le Trias plastique fait le plus souvent irruption ;

— Le fait qu'aucun terrain plus ancien que le Trias plastique ne parvient normalement à l'affleurement.

On se trouve ainsi en présence d'une couverture épousant plus ou moins passivement les déformations du socle, c'est-à-dire d'une « tectonique de revêtement » (M. Casteras, 1933) mais où se manifestent des phénomènes de décollement assez localisés. La couverture est dans tous les cas passive, et il faut généralement octroyer au socle un rôle agissant.

L'axe Nador-Chellala a subi un diastrophisme pouvant se décomposer en plusieurs phases distinctes qui sont sans doute liées :

1. Au fractionnement du socle ;

2. A la mobilité des compartiments de ce socle dont les derniers déplacements se sont effectués avec une forte composante horizontale SW-NE.

Durant l'érection de la chaîne Nador-Chellala et après celle-ci, quelques sédiments détritiques continentaux se sont accumulés au pied des reliefs, mais la plupart des produits de la glyptogénèse ont été entraînés au loin par un drainage exoréïque.

LE MIOCENE INFERIEUR MARIN

Lorsqu'au Miocène inférieur, la mer revint baigner la partie septentrionale de notre région, elle s'insinua dans les dépressions d'un paléorelief marqué que souvent ses dépôts fossilisèrent.

Les sédiments du Miocène inférieur sont essentiellement gréso-carbonatés, revêtant un faciès peu profond, parfois même franchement littoral.

Ainsi, au Miocène inférieur, la région de Chellala-Reibell représente la limite entre le domaine marin qui s'étend plus au N et les terres émergées méridionales.

Il est important de noter que non loin des reliefs de l'axe Nador-Chellala, à l'emplacement des

Hautes Plaines algéroises actuelles, le Miocène marin repose sur les terrains mésozoïques sans l'intermédiaire de niveaux détritiques continentaux. On peut en conclure que, dans notre région, les Hautes Plaines ne constituent pas un trait géologique très ancien puisque l'ennoyage alluvial dont elles résultent ne se produisait pas avant le Miocène.

APRES LE RETRAIT DE LA MER MIOCENE

La région de Chellala-Reibell, alors définitivement exondée, est à nouveau soumise à l'érosion, dont l'intensité a été réduite en raison de l'aridité des climats.

Les reliefs ne semblent guère avoir été rajeunis par des mouvements post-miocènes. Les assises très peu déformées, la morphologie, l'évolution du réseau hydrographique, attestent le calme orogénique qui a régné ici après les phases nummulitiques, cela malgré la proximité du géosynclinal tellien où l'orogène miocène et plus récent fut intense.

Dans l'ensemble, la chaîne Nador-Chellala avait acquis ses principaux traits avant le Miocène. Ce n'est que plus au N, que la basse vallée du Nahar Ouassel et la Sebkhra de Boughzoul ont été affectées d'un mouvement subsident durant le Pliocène mouvement qui persiste sans doute de nos jours, affectant un long sillon qui s'étend du Chott el Hodna à la région de Vialar, et limite au S le domaine tellien.

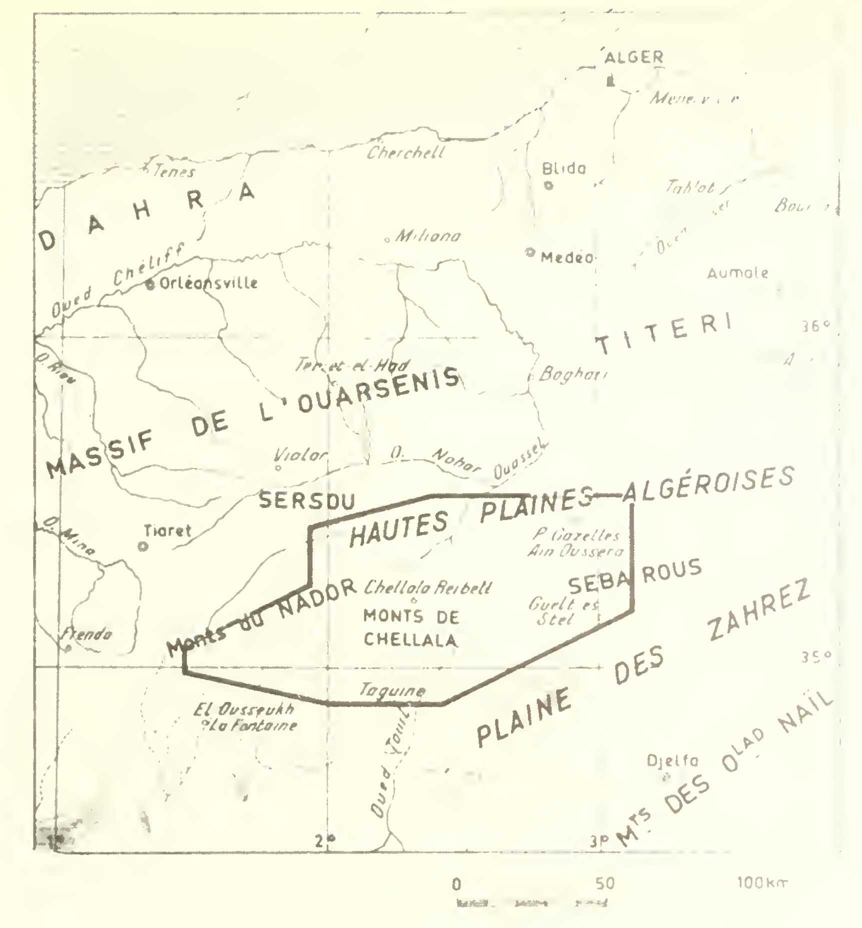


Fig. 1 : Situation géographique de la région de Chellalá-Reibell.

100 km 50 km 0

1 000 m

2 000 m

Chott Chergui

Trias

E

Ouarsenis

Dj Nador

Bou Gheddou

Grand Pic

Oued Fodda

Trias

ATLAS SAHARIEN (E)
Dj. Lazereg

j⁶-n¹

j⁶ n¹ Tithonique - Berriasien
j⁵ ⁷ Oxfordien p.p. - Kimméridgien inf.
j³ ⁴ Callovo - oxfordien
l⁶-j² Aalénien - Bathonien
l⁵ Toarcien
l⁴ Domérien
l¹ ³ Lias inf.

Fig. 2 : Variations de faciès et d'épaisseurs du Trias et du Jurassique : Coupe Nord-Sud.

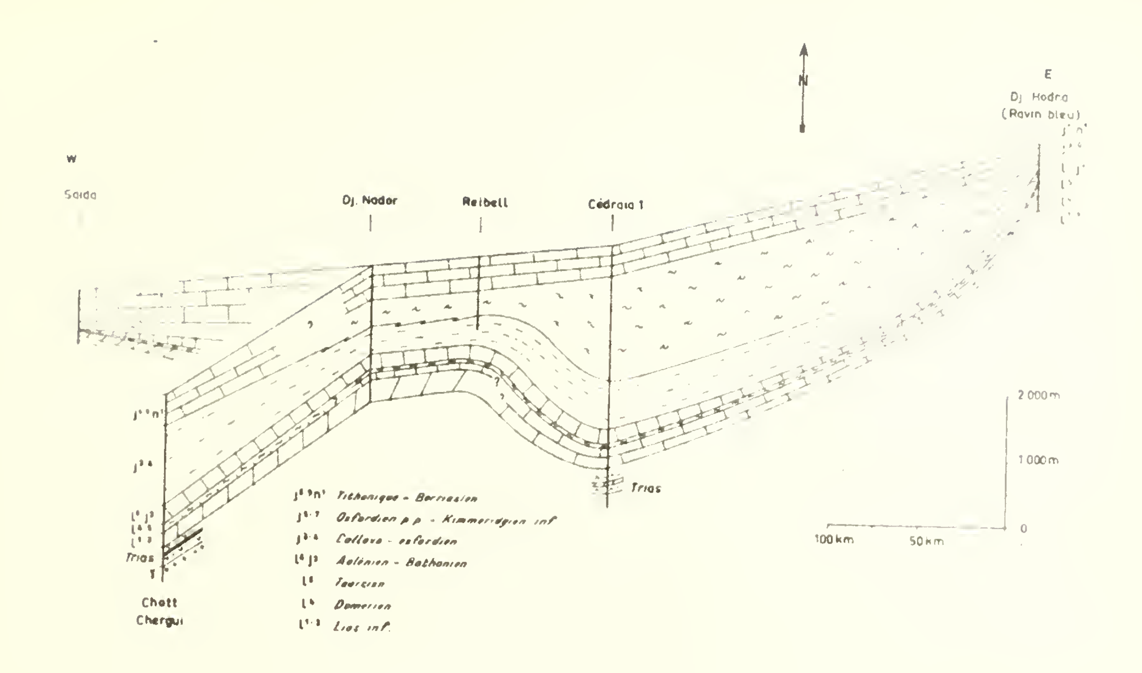


Fig. 3 : Variations de faciès et d'épaisseurs du Trias et du Jurassique : Coupe Est-Ouest.

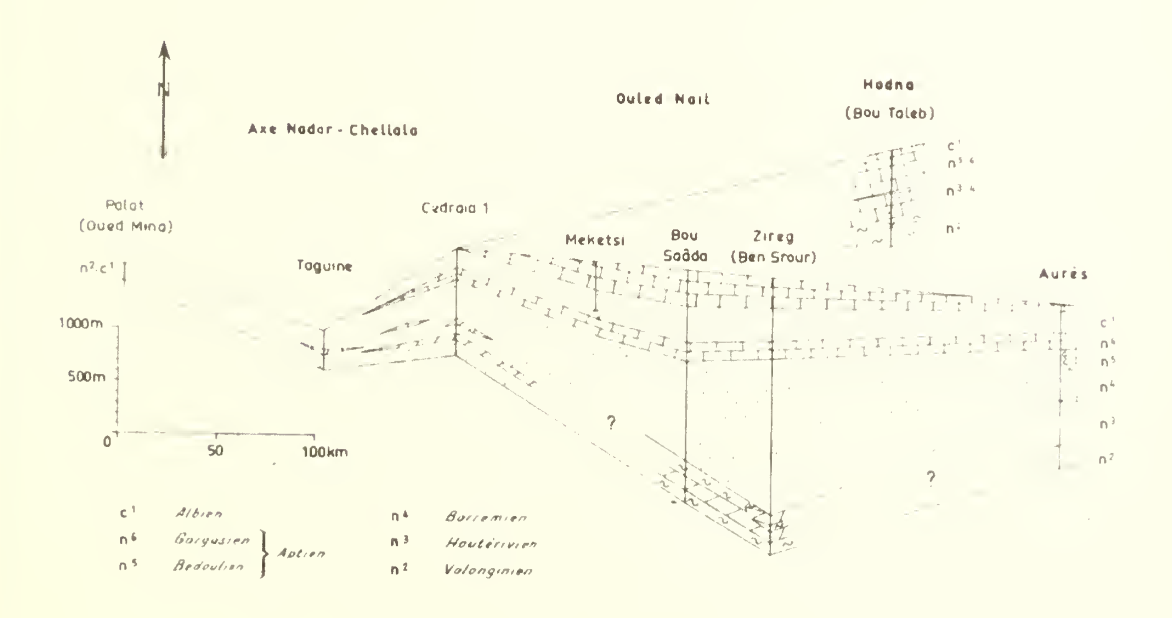


Fig. 4 : Variations de faciès et d'épaisseur du Crétacé inférieur : Coupe Est-Ouest.

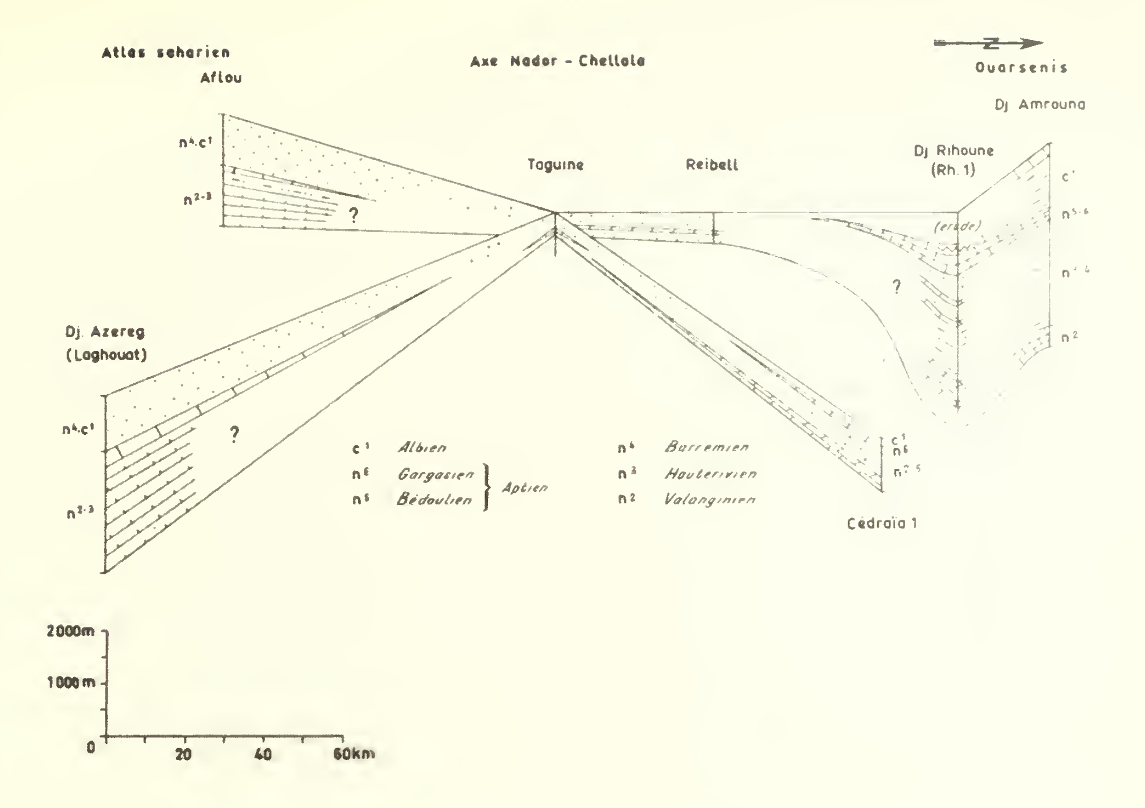


Fig. 5 : Variations de faciès et d'épaisseurs du Crétacé inférieur : Coupe Nord-Sud.

2°30
Limite sud du TELL
Vialar
35°30
Burdeau
Fedoul
Djouabi
Paul Cazelles
Recheïga
Doghmaane
Cedraïa
Trézel
Reibell
Zerga
NADOR
Khosni
35°
0 10 20km
2°
anticlinal
diapir
faille
flexure

Fig. 6 : Carte structurale d'ensemble.

BIBLIOGRAPHIE

Caratini (C.). — A paraître. Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Publ. Serv. Géol. Algérie.*

Casteras (M.), 1933. — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. France,* 37, n° 189, 525 p., 64 fig., 9 pl., h. t.

Cheylan (G.), Magne (J.), Sigal (J.), Grekoff (N.), 1954. — Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondage d'El Krachem (Hauts Plateaux algérois). Description de quelques espèces nouvelles. *B.S.G.F.*, p. 471-492, 1 pl., 1 fig., 2 tabl.

Choubert (G.), Faure-Muret (A.), 1962. — Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Mém. S.G.F.*, h. s., t. I, p. 447-514, 12 pl.

Emberger (J.), 1960. — Esquisse géologique de la partie orientale des monts des Oulad Naïl (Atlas saharien, Algérie). *Publ. Serv. carte géol. Algérie,* n. s., bull. 27, 399 p., 87 fig., 17 pl.

Joly (A.), 1910. — Lambeaux de poudingues permiens près de Djelfa. *A.F.A.S.*, Toulouse, II, p. 64-66, 1 fig.

Laffitte (R.), 1939 *a*). — Etude géologique de l'Aurès. *Publ. Serv. carte géol. Algérie,* 2e sér., n° 15, 484 p., 26 fig. 25 pl.

Laffitte (R.), 1939 *b*. — Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *B.S.G.F.* (5), t. 9, p. 135-157.

Savornin (J.). — La géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830. *Publ Serv. carte géol. Algérie,* 394 p., 22 pl., h. t., 2 cartes géol.

S. N. Repal, 1964. — Forage « Bourlier 1 » (Bo 1), inédit.

S.P.H.P., 1962. — Forage « Cedraïa 1 » (Ced. 1), inédit.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 MARS 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 3

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LE FLYSCH DE VALLFOGONA ET SON CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE
(Province de Gerone - Espagne)

F. KROMM
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 3

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 JANVIER 1967

Le flysch de Vallfogona et son contexte paléogéographique (Province de Gerone - Espagne)

par François KROMM *

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Le long du versant S des Pyrénées catalanes, les dernières assises marines déposées dans la partie distale du golfe éocène sud-pyrénéen, présentent tous les caractères d'un flysch que nous appellerons le flysch de Vallfogona. L'excellence des affleurements et la relative simplicité des déformations tectoniques permettent de voir le passage de cette formation, vers l'E à des mollasses typiques, marines, puis continentales, vers le S, à des vases marines fossilifères. Les modalités de ces rapports ainsi que certains critères observés sur le flysch lui-même, permettent de préciser dans quel contexte paléogéographique et dans quelles conditions s'est formé ce flysch.

I. — LE FLYSCH DE VALLFOGONA

I. — Position stratigraphique et répartition des affleurements.

Le long de la zone axiale pyrénéenne, dans le secteur délimité, au S par la riera Vallfogona, à l'E par le méridien d'Olot, les faciès flysch s'ordonnent selon deux bandes d'affleurement très étroites (1 à 2 km de largeur) sur les flancs N et S du vaste synclinal de Ripoll d'axe à peu près E-W. Les tertres le long de la route du col de Coubet à Ripoll et les ravins découpés par les torrents s'écoulant du N vers le S pour affluer au Rio Ter, à l'E de Ripoll, donnent de bonnes coupes naturelles.

Dans la série stratigraphique locale, cette formation détritique fait suite à des marno-calcaires parfois noduleux, à microfaune pélagique permettant d'assigner à ces roches un âge lutétien moyen. Le flysch de Vallfogona est, par contre, très pauvre en fossiles et ne peut être daté avec précision que par continuité avec des niveaux fossilifères équivalents développés latéralement. Ceux-ci contiennent des Foraminifères caractéristiques du Lutétien tout à fait supérieur (*Alvéolina fusiformis, A. elongata, Fabiania, Chapmanina,* etc...). Le flysch de Vallfogona représente donc le Lutétien supérieur dans ce secteur. Il est surmonté par des molasses et des conglomérats d'origine continentale (couches rouges de Ripoll) d'âge lutétien supérieur bartonien [1].

(*) Manuscrit reçu le 25 février 1967.

(1) Voir F. KROMM : « Les couches rouges de Ripoll et les conditions de leur dépôt ». Procès-verbaux de la Soc. Lin. de Bordeaux, 1966.

II. — Lithologie.

Le flysch de Vallfogona sur les flancs N et S du synclinal de Ripoll possède toutes les caractéristiques d'un flysch typique. Il présente en outre des caractères particuliers, que l'on rencontre souvent dans les faciès molassiques, et qui, joints aux relations du flysch avec des formations continentales, permettent de préciser les conditions de son dépôt.

a) *Le flysch de Vallfogona sur le flanc S du synclinal de Ripoll.*

Les meilleurs affleurements se trouvent le long de la route Ripoll-Coubet et dans les ravins qui descendent de cette route vers la Riera Vallfogona.

L'épaisseur du flysch est difficile à apprécier sur le flanc S du synclinal de Ripoll, car le flysch est affecté de replis déversés au S : elle est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

Dans cette région le flysch apparaît comme une alternance de bancs grano-classés verticalement de quelques centimètres à 1 ou 2 m d'épaisseur et de marnes gris bleutées, parfois silteuses en plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur (laminites).

Dans les bancs grano-classés de faible épaisseur (5 à 20 cm), le diamètre maximum des particules détritiques est de l'ordre de celui des graviers. A la base des bancs se développent des figures de courants sous formes de traces rectilignes (groove casts), des marques d'objets indéterminés ou des flute casts de petite taille (pl. V). Les coupes minces, faites perpendiculairement aux plans de stratification, permettent de mettre en évidence le grano-classement vertical. Les éléments détritiques sont des quartz, des débris de quartztites et de rares éléments de calcaires à débris de Foraminifères. L'origine de ces matériaux est à rechercher dans l'ancien massif de l'Ampurdan et dans la chaîne catalane : le microfaciès des petits éléments détritiques calcaires est en effet identique à celui des calcaires crétacés qui affleurent dans ces zones.

Les bancs grano-classés les plus épais (1 à 2 m) comportent en général à leur base, de nombreux galets mous, fragments arrachés au substratum de marnes à laminites (pl. VI). Les figures de courants visibles sont des grooves ou des flute casts de grande taille.

Toutes les figures de courants visibles dans le flysch, sur le flanc S du synclinal de Ripoll, sont orientées EW et indiquent que les courants venaient de l'E. Ceci est confirmé par le fait que certains bancs grano-classés se biseautent en direction de l'W. Ce fait est illustré par les photos aériennes de la région de Vallfogona.

Le flysch de Vallfogona présente par ailleurs des particularités qui suggèrent pour cette formation une origine littorale, voire localement lagunaire.

Il faut d'abord noter la présence sur de nombreuses surface de bancs, de ripple marks symétriques dont les dimensions sont analogues à ceux créés par un clapotis intéressant une faible tranche d'eau. Ces ripple marks se rencontrent parfois à la surface supérieure des bancs grano-classés à flute casts et groove casts (par exemple, 14,3 km de la route Ripoll-Col de Coubet) (pl. VII). De plus, entre les bancs détritiques grano-classés et les marnes en laminites, s'intercalent parfois des bancs de gypse. Ce gypse, décrit par Ashauer (1936, traduit et publié en 1943) et Sole Sabarris (1961) comme un repère constant à la limite du flysch et des molasses de l'Eocène supérieur, se présente en fait en lentilles, soit dans les marnes du Lutétien moyen, soit dans le flysch du Lutétien supérieur et ses équivalents, soit au passage flysch-molasses et argiles rouges La présence de ce gypse milite en faveur de l'existence de conditions localement lagunaires durant le dépôt du flysch, ou de l'existence de seuils interdisant la circulation des eaux profondes (Ricour, 1960).

Enfin, il faut noter que les marnes à laminites qui alternent avec les bancs gréseux grano-classés, sont exactement les mêmes que celles qui seront décrites plus loin dans certains équivalents latéraux du flysch, déposés en milieu franchement saumâtre ou lagunaire. Ces laminites se sont révélées le plus souvent azoïques, en tous cas toujours dépourvues de faune pélagique, les rares organismes visibles étant des Miliolidés, des Ophtalmididés.

b) *Le flysch de Vallfogona sur le flanc N du synclinal de Ripoll.*

Là aussi, l'épaisseur du flysch est difficile à estimer car plusieurs replis EW se dessinent dans les couches du flysch entre le flanc N du synclinal de Ripoll et le monoclinal éocène déversé au S qui borde le Paléozoïque pyrénéen.

Le flysch se présente ici en bancs de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur intercalés dans les marnes à laminites (pl. VIII). La granulométrie est en général celle des sables mais quelques lits de galets sont visibles 5 km à l'E de Ripoll, près de la route menant de cette agglomération à San Juan de las Abadesas. Les lits laminaires de marnes séparant les bancs grano-classés présentent parfois des structures de type convolute. Les figures de courants sont le plus souvent des groove casts de direction NS, ou NE-SW. Ces directions coïncident avec celles des convexités des ripple marks linguoïdes observés en de nombreux points à la surface des lits gréseux (pl. VII et IX). Ces ripple marks linguoïdes sont parfois associés à des ripple marks croisés (pl. X) et à des ripple marks dissymétriques dus à des courants allant du N ou S. A la surface supérieure des bancs sont également visibles des débris ligniteux.

En définitive, la somme des caractères présentés par la formation de Vallfogona permet bien de lui conférer la dénomination de flysch tel que ce faciès apparaît défini d'après les travaux les plus récents (Tercier, 1947 - Vassoievitch, 1948 - Kuenen, 1957 - Mangin, 1958 - Stanley, 1962 - Nesteroff, 1961-1965 - Bouma, 1962 - Auboin, 1962) :

— Dépôt marin, très puissant, résultant de la répétition rythmique de schistes ou d'argiles et de grès ou de conglomérats ;

— Plans de stratification bien marqués ;

— Grano-classement vertical normal dans les bancs gréseux ou conglomératiques ;

— Faune peu abondante ;

— Présence dans les interbancs argileux, ou au sommet des bancs gréseux grano-classés de « laminites » feuillets argileux de quelques millimètres d'épaisseur, limités par des surfaces de stratifications planes et très bien marquées ;

— Présence à la base des bancs gréseux, de figures attribuables aux courants responsables du grano classement vertical.

Mais d'autres observations (présence de ripple marks symétriques, linguoïdes, croisés, de débris ligniteux, de lentilles de gypse) semblent suggérer un milieu de dépôt côtier ou lagunaire. La description rapide des équivalents latéraux du flysch va permettre de confirmer et de préciser cette hypothèse.

II. — LES EQUIVALENTS LATERAUX DU FLYSCH DE VALLFOGONA

Le lever détaillé au 1/50 000e des feuilles de Ripoll, Olot, Manlleu et Bañolas a permis de suivre l'évolution horizontale des faciès depuis la zone du flysch de Vallfogona jusqu'au pourtour de la chaîne catalane au Sud, et de l'Ampurdan à l'E.

La planche I illustre l'ordonnance des différents faciès.

— Au S du flysch se développent des marnes gréseuses et calcaires gréseux à Alvéolines et autres Foraminifères benthiques ;

— A l'E, des marnes et grès à load casts de Coubet, passant vers l'E à des marnes à rares intercalations gréseuses grano-classées, puis à des marnes bleues en laminites ;

— Le long de la cordillère prélittorale catalane règne le faciès molassique dit des « maciños » ;

— En bordure de l'ancien massif de l'Ampurdan, c'est-à-dire de l'actuelle plaine de Figueras, ce sont des conglomérats et argiles rouges.

L'examen rapide de ces faciès va permettre de reconstituer le cadre paléogéographique dans lequel se sont déposées les assises du flysch [2].

I. — Couches à load-casts de Coubet.

Elles affleurent immédiatement à l'E du flysch typique entre Coubet et Olot. Il s'agit d'alternance de grès calcaires en bancs de 5 à 50 cm et de marnes à laminites. Les grès sont azoïques ou contiennent de rares Milioles et sont dépourvus de grano-classement. La formation est caractérisée par l'abondance de load-casts (voir pl. XI) à la base des bancs gréseux et des ripple marks symétriques à crêtes EW, au sommet des mêmes bancs, parfois associés à des mud-cracks (pl. IX).

II. — Couches à groove-casts de Castellfulit.

A l'E du méridien de Castellfulit de la Roca le faciès à load-casts passe graduellement à des marnes bleues sans stratifications bien marquées. Dans

(2) L'étude détaillée de toutes ces formations fera l'objet de publications ultérieures.

ces marnes sont visibles de rares intercalations gréseuses grano-classées à groove-casts orientés EW. Outre ces niveaux gréseux les marnes contiennent également des lumachelles de Lamellibranches (région de Castellfulit) ou de Nummulites (au NW de Santa Pau).

III. — Les marnes bleues à laminites de Beuda.

La base des couches à groove casts qui viennent d'être décrites passe latéralement, à l'E du rio Llerca, à des marnes bleues en laminites. Dans ces marnes s'intercalent des assises de gypse fibreux blanc, et dans la région du rio Burro, des bancs de calcaires à Milioles. Ces bancs calcaires sont les seuls niveaux fossilifères, car les marnes à laminites se sont révélées azoïques.

Cette formation marneuse et surmontée par des grès à stratifications obliques (faciès « maciños inférieurs ») identiques à ceux qui vont être décrits sur le pourtour de la chaîne catalane.

IV. — Les conglomérats et argiles rouges de Vilarigt.

A l'E de la faille d'Albaña, marnes en laminites et grès à stratifications obliques font place à des poudingues alternant avec des argiles rouges. Ces assises ont été considérées comme ludiennes par Ashauer (1936, traduit et publié en 1943). Mais les niveaux sous-jacents contiennent une faune de Lutétien inférieur ou moyen (*Assilina spira*, *Alveolina tenuis*, *Alveolina frumentiformis*, etc...) et le passage aux conglomérats et argiles rouges paraît se faire sans arrêt notable de la sédimentation ; on peut donc proposer pour ces poudingues et argiles rouges de Vilarigt un âge lutétien supérieur et en faire des équivalents latéraux du flysch de Vallfogona.

Il faut noter enfin que les galets de ces conglomérats sont surtout modelés aux dépens de calcaires crétacés dont la seule provenance possible est la chaîne catalane et l'ancien massif de l'Ampurdan.

V. — Les faciès de bordure du massif catalan : les « maciños inférieurs ».

Ce faciès est visible au SE des conglomérats de Vilarigt et sur toute la bordure nord de la cordillère prélittorale catalane.

Le terme de « maciños » couramment utilisé par les géologues catalans désigne des formations calcaréo-gréseuses en bancs massifs, sans grano-classement vertical, ni figures de courant.

L'épaisseur de cette formation est ici de 300 m environ dans la région du rio Fluvia, mais diminue rapidement en direction du massif catalan. Le long de l'actuelle cordillère prélittorale catalane les seules figures sédimentaires visibles dans ces maciños sont des stratifications obliques. Plus au N, entre la vallée du Fluvia et la sierra de Finestras, les ripple marks symétriques abondent à la surface supérieure des bancs gréseux.

VI. — Marnes et calcaires gréseux à Alvéolines.

C'est le faciès du Lutétien supérieur que l'on peut observer au S du flysch de Vallfogona et à l'E des « maciños inférieurs », en particulier dans la boutonnière anticlinale du rio Ges. Il s'agit de marnes gréseuses ou silteuses et de calcaires gréseux, parfois rognonneux à faune benthique abondante : *Fabiania*, *Orbitolites*, *Alveoline fusiformis*, *Alveolina elongata*.

III. — LES CONDITIONS DE DEPOT DU FLYSCH DE VALLFOGONA.

I. — Le cadre paléogéographique, d'après la répartition des faciès.

La rapide description des faciès qui vient d'être faite permet déjà de se représenter la paléogéographie du pays catalan, au Lutétien supérieur, entre la zone axiale pyrénéenne et massifs catalans : Cette zone était occupée par un golfe marin, ouvert à l'W, s'insinuant entre les massifs primaires pyrénéen et catalan, et ne dépassant pas vers l'E le méridien d'Albaña. Les faciès marins francs sont seulement représentés par les calcaires à Alvéolines (voir pl. I). Les faciès de maciños représentent les dépôts côtiers développés en bordure de la cordillère prélittorale catalane, le long d'une frange parcourue de courants (stratifications obliques).

A son extrémité est, le golfe était alimenté en matériel détritique grossier en provenance de la

chaîne catalane par de puissants appareils deltaïques (dépôts des conglomérats de Vilarigt). Enfin, au NE du golfe marin l'ancien pays, à relief probablement faible, était constitué par des lagunes (marnes à gypse de Beuda).

On remarque donc la position tout à fait marginale du faciès flysch par rapport aux faciès franchement marins dans ce golfe. La répartition et l'orientation des figures sédimentaires très variées, rencontrées dans toutes les formations du Lutétien supérieur va permettre de préciser les conditions de dépôt de ce faciès flysch.

II. — Carte des paléocourants : Provenance des apports détriques et sens des courants.

Le relevé des directions des figures sédimentaires de type groove casts ou flute casts permet de dresser une carte des paléocourants dans le flysch et ses équivalents latéraux. On a également utilisé pour cela les rides assymétriques et les rides linguoïdes (pl. II). Sur le flanc S du synclinal de Ripoll (région de Vallfogona) les courants d'E en W sont très constants et la zone émettrice des éléments détritiques est manifestement la cordillère prélittorale catalane.

Sur le flanc N du synclinal de Ripoll (au N de la route Ripoll-San Juan de las Albadesas) les courants sont généralement du N vers le S ou du NE au SW ; certains éléments d'origine pyrénéenne éventuelle ont pu suivre une telle voie.

III. — Répartition et orientation des ripple-marks. Conditions bathymétriques de dépôt du flysch de Vallfogona.

A la limite N des affleurements de flysch, les directions de courant données par les flute casts et les groove casts coïncident avec celles qui sont indiquées par les crêtes des ripple marks linguoïdes très abondants dans ce secteur.

Cette abondance de ripple marks linguoïdes évoque la généralité de ces figures engendrées par le jusant. On a ainsi l'impression de se trouver sur un estran balayé par des marées oscillant sur une distance d'une dizaine de kilomètres. La ligne de rivage correspondante se situait peu au N des affleurements de flysch les plus septentrionaux et était disposée à peu près parallèlement à l'actuelle zone axiale pyrénéenne.

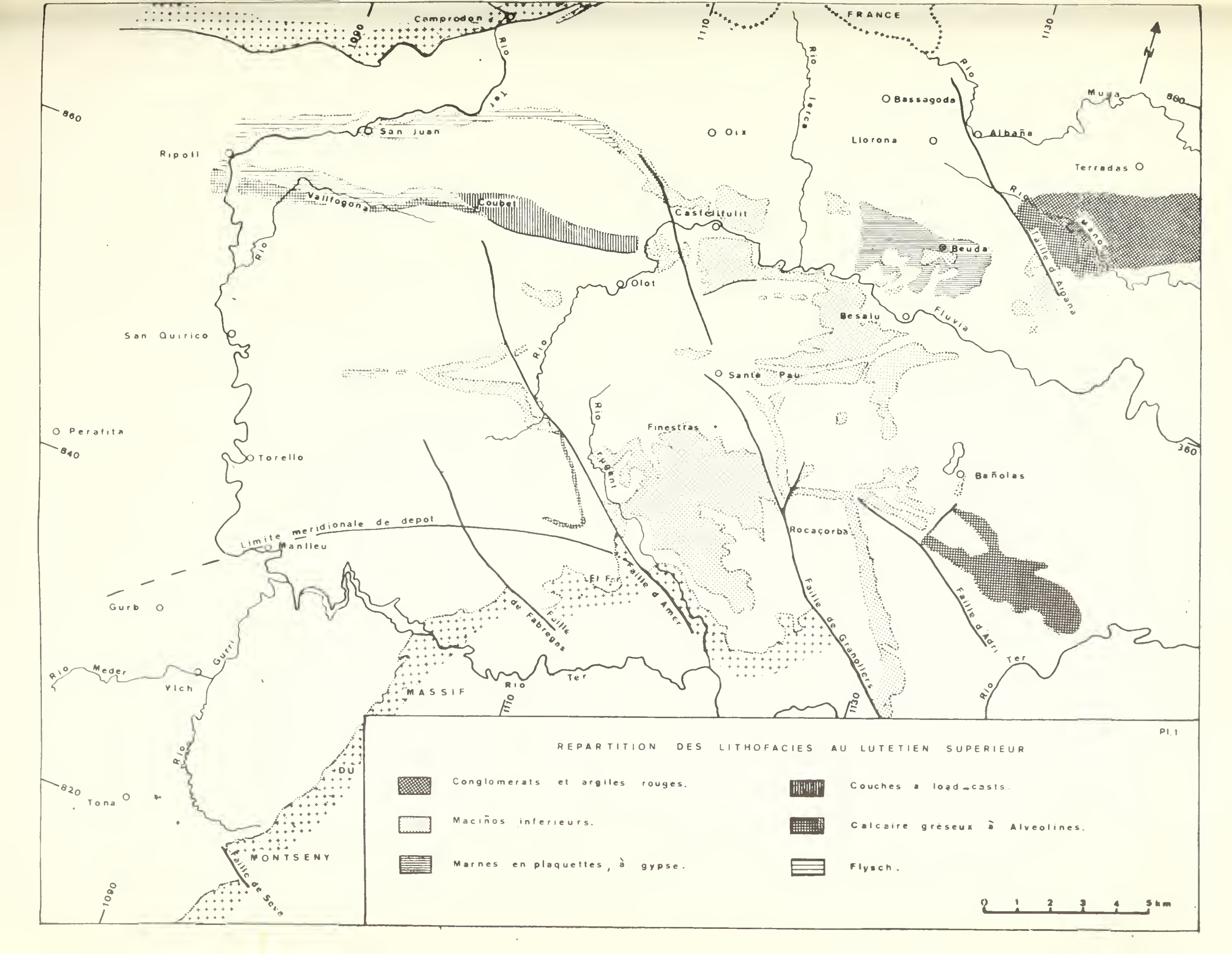
Par ailleurs, dans les affleurements les plus méridionaux du flysch, ainsi que dans les faciès à load casts ou les bancs gréseux des maciños, des ripple marks symétriques d'amplitude et de hauteur faible, indiquent que ces dépôts se sont opérés sous une tranche d'eau très mince, de l'ordre de quelques mètres au maximum.

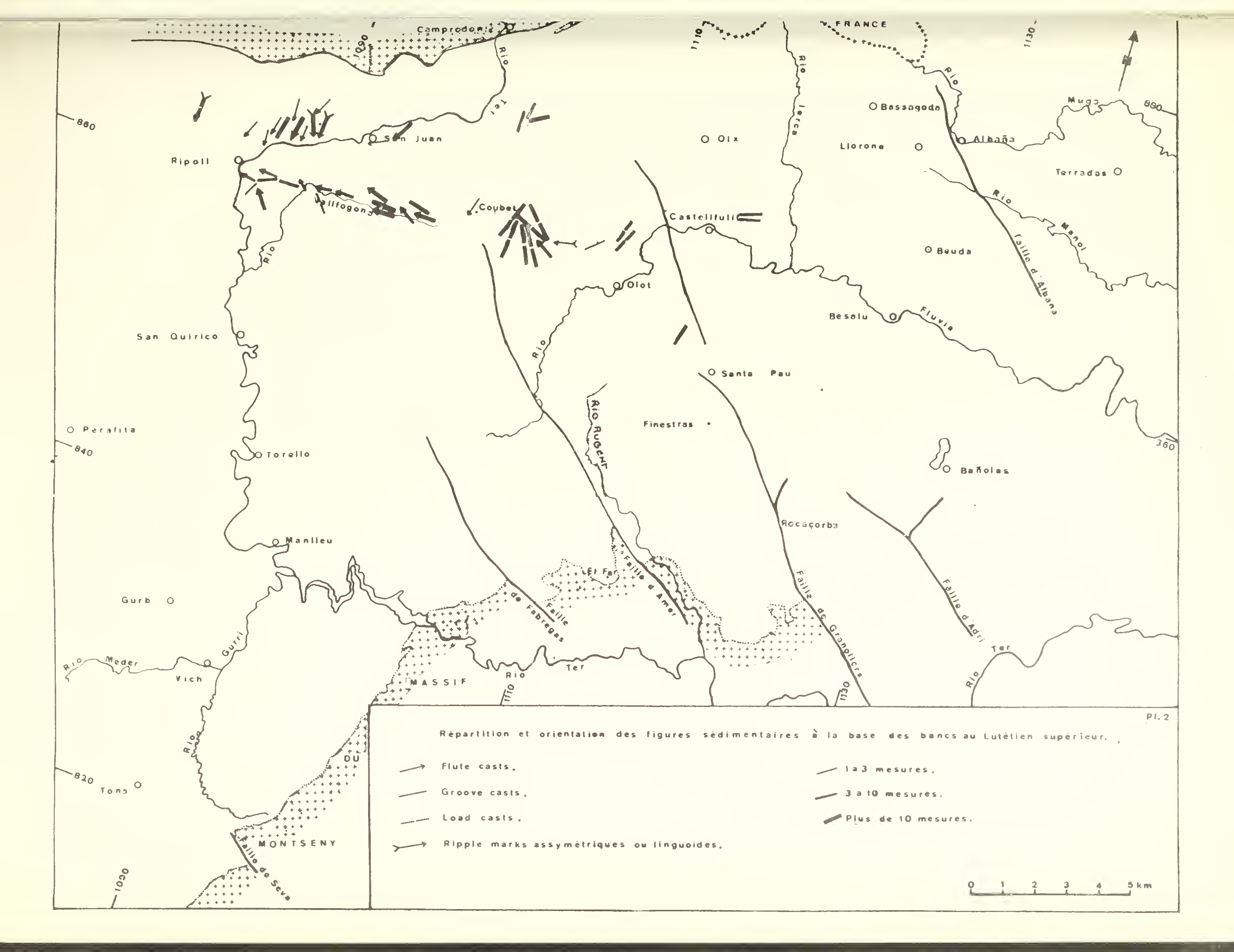
Les directions des crêtes des ripple marks ont été reportées sur la pl. III. Elles suggèrent elles aussi une ligne de rivage assez rectiligne, EW, entre Ripoll et Olot, NE-SW entre la région d'Olot et la plaine de Figueras.

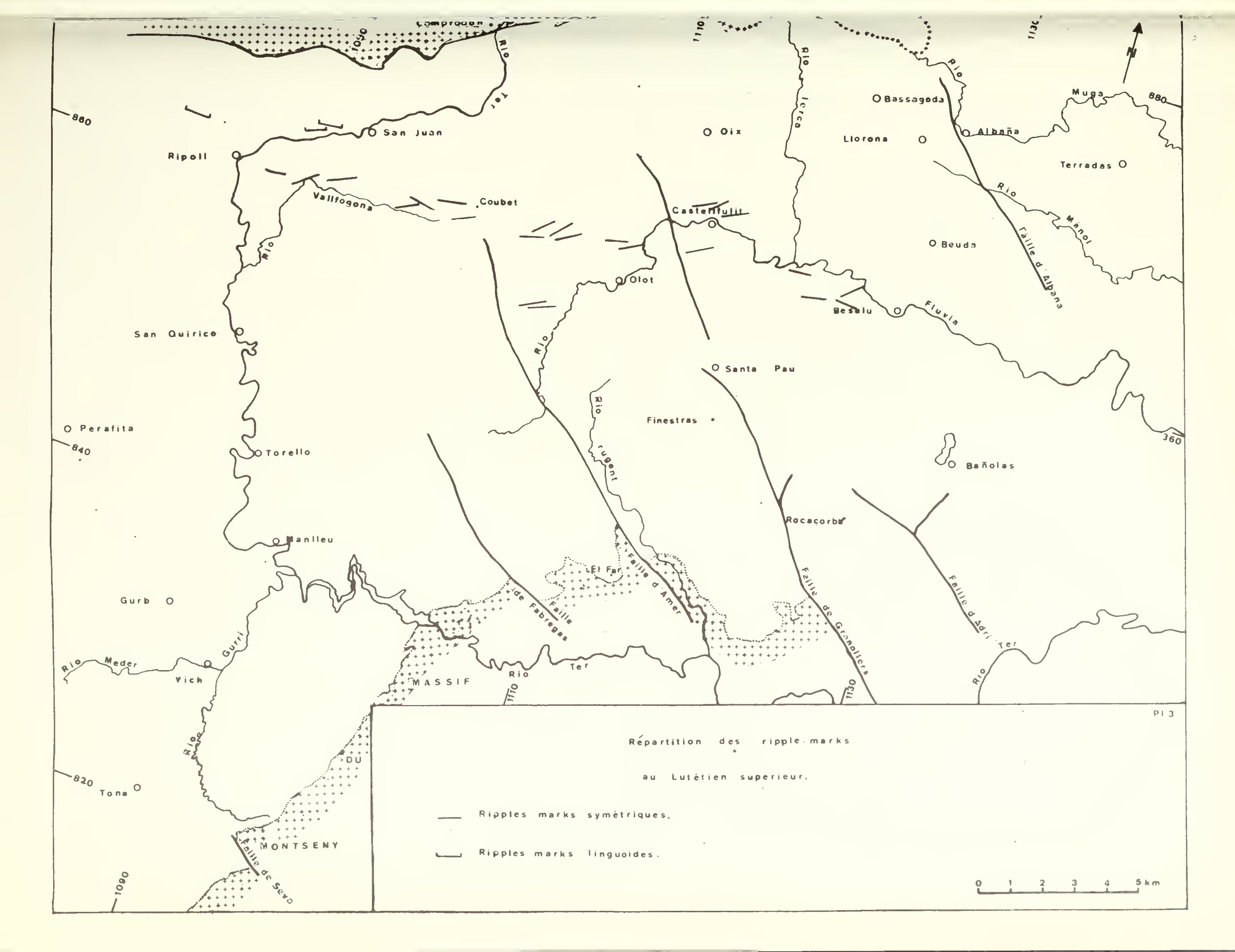
Au S de ces faciès à ripple marks (S de Vallfogona), les marno-calcaires à Alveolines et Milioles représentent enfin la sédimentation en milieu marin mais dépourvu d'apports terrigènes et très peu profond (voir pl. I). La pl. IV résume toutes les observations ci-dessus et montre dans quel contexte paléogéographique s'est déposé le flysch.

En définitive, les divers faits évoqués concourent à accréditer l'hypothèse que nous nous trouvons ici en présence d'un faciès flysch déposé en milieu côtier : les matériaux détritiques y auraient été apportés et vanés par les courants de dérive littorale (carte des paléocourants et des ripple marks). le granoclassement rythmique étant lié à un rythme de marées (saisonnières, annuelles, multiannuelles). La sédimentation du flysch aurait eu lieu, à la fois, dans la zone intertidale (zone des figures de jusant) et dans la zone littorale où le substratum est soumis à l'action des vagues (zones des ripple marks symétriques). La présence de lentilles gypseuses, équivalents latéraux des bancs granoclassés, souligne le caractère localement lagunaire de cette sédimentation dans la zones subaérienne d'un édifice deltaïque.

Dans les affleurements les plus septentrionaux, l'abondance des débris ligniteux et la présence de quelques cordons de galets situeraient des lignes côtières éphémères.


Pl.1
REPARTITION DES LITHOFACIES AU LUTETIEN SUPERIEUR
Conglomerats et argiles rouges.
Maciños inferieurs.
Marnes en plaquettes, à gypse.
Couches a load_casts.
Calcaire gréseux à Alveolines.
Flysch.
0 1 2 3 4 5 km
FRANCE
Camprodon
Rio Ter
San Juan
Ripoll
Vallfogona
Coubet
Castelfullit
Olot
Oix
Rio Ierca
Bassagoda
Llorona
Albaña
Terradas
Muga
Faille d'Argana
Beuda
Besalu
Fluvia
Sante Pau
Finestras
Rio Fugent
Bañolas
Rocaçorba
Faille de Granollers
Faille d'Adri
Faille d'Amer
Faille de Fabregas
Limite meridionale de depot
Manlleu
San Quirico
Torello
Perafita
Gurb
Rio Meder
Vich
Gurri
Tona
MASSIF DU MONTSENY
Faille de Seva
860
840
820
1090
1110
1130
360


Pl. 2
Répartition et orientation des figures sédimentaires à la base des bancs au Lutétien supérieur.
Flute casts.
Groove casts.
Load casts.
Ripple marks assymètriques ou linguoides.
1 à 3 mesures.
3 à 10 mesures.
Plus de 10 mesures.
0 1 2 3 4 5 km
FRANCE
Camprodon
Ripoll
San Juan
Vallfogona
Coubet
Castellfulli
Olot
Olx
Bassagoda
Llorona
Albaña
Terradas
Beuda
Besalu
Fluvia
Santa Pau
Finestras
Bañolas
Rocaçorba
San Quirico
Peralita
Torello
Manlleu
Gurb
Vich
Tona
El Far
MASSIF DU MONTSENY
Rio Ter
Rio Ierca
Rio Manol
Rio Rubent
Rio Gurri
Rio Meder
Muga
Faille d'Albaña
Faille d'Amer
Faille de Fabregas
Faille de Granollers
Faille d'Adri
Faille de Seva
860
840
820
880
360
1090
1110
1130


Pl 3
Répartition des ripple-marks
au Lutétien superieur.
Ripples marks symétriques.
Ripples marks linguoides.
0 1 2 3 4 5 km
N
Camprodon
Ripoll
San Juan
Vallfogona
Coubet
San Quirico
Perafita
Torello
Manlleu
Gurb
Vich
Tona
Oix
Castellfulit
Olot
Santa Pau
Finestras
Rocaçorba
Besalu
Bassagoda
Llorona
Albaña
Terradas
Beuda
Bañolas
Rio Ter
Rio Ter
Rio Ter
Rio
Rio Iorca
Rio Manol
Muga
Fluvia
Rio
Rio Fugent
Rio Meder
Gurri
Rio
Faille d'Albana
Faille de Granollers
Faille d'Amer
Faille de Fabregas
Faille d'Adri
Faille de Seva
El Far
MASSIF
DU
MONTSENY
860
840
820
880
360
1090
1090
1110
1130
1110
1130

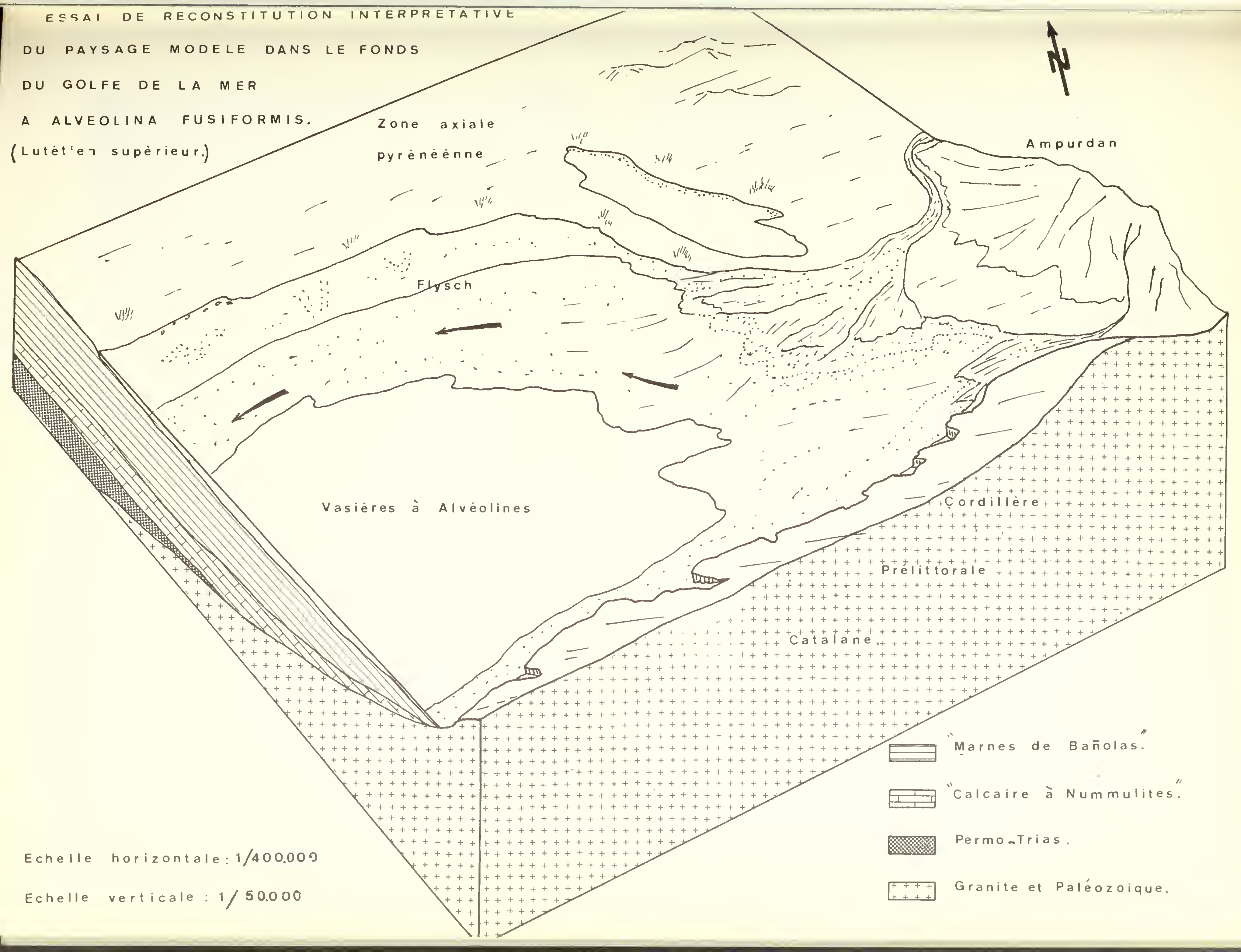
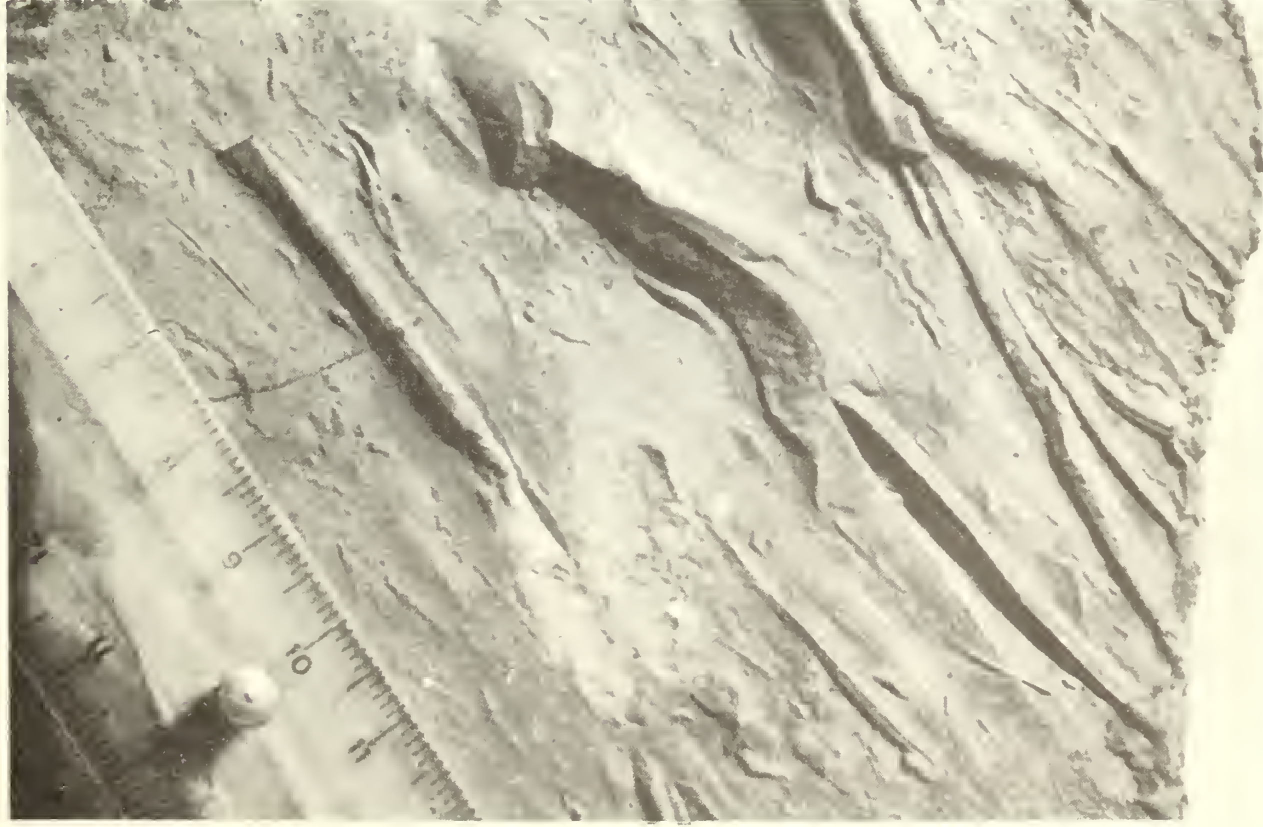
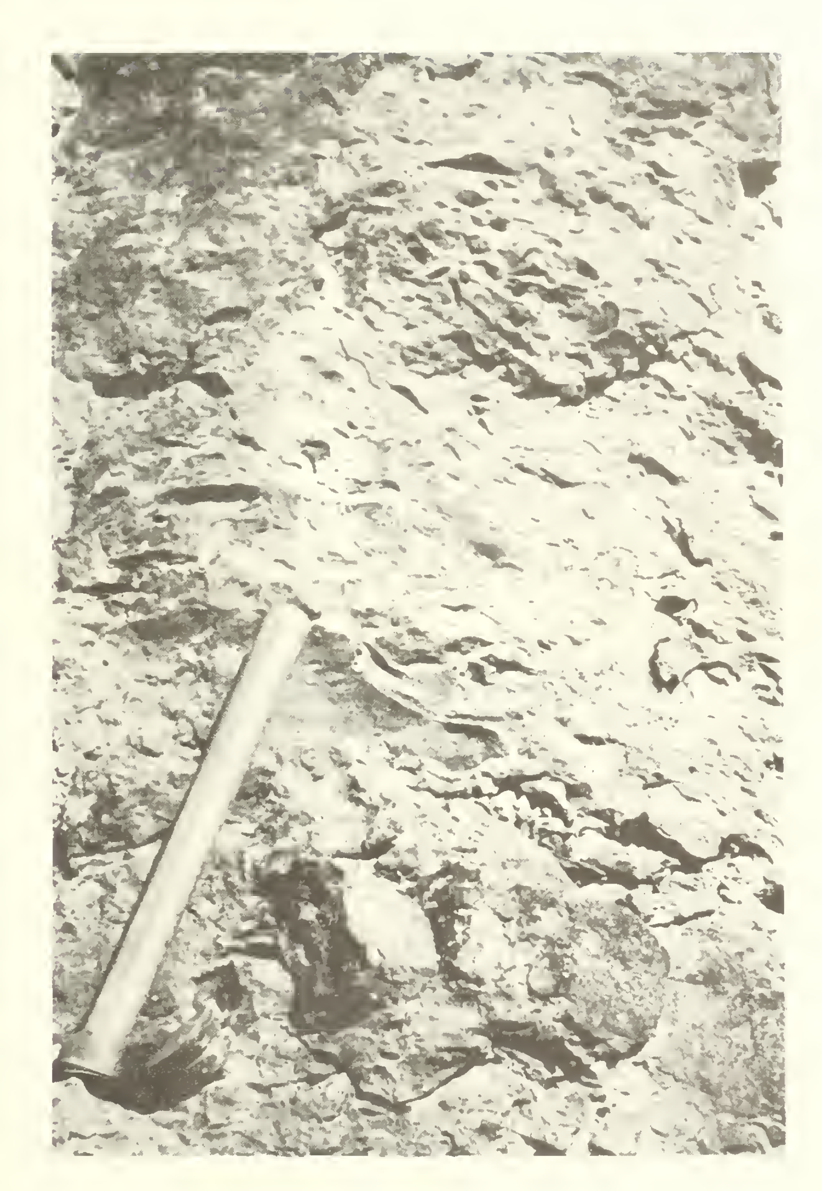

ESSAI DE RECONSTITUTION INTERPRETATIVE
DU PAYSAGE MODELE DANS LE FONDS
DU GOLFE DE LA MER
A ALVEOLINA FUSIFORMIS.
(Lutétien supérieur.)
N
Zone axiale
pyrénéenne
Ampurdan
Flysch
Vasières à Alvéolines
Cordillère
Prélittorale
Catalane.
"Marnes de Bañolas."
"Calcaire à Nummulites."
Permo-Trias.
Granite et Paléozoique.
Echelle horizontale: 1/400.000
Echelle verticale : 1/ 50.000

PLANCHE V



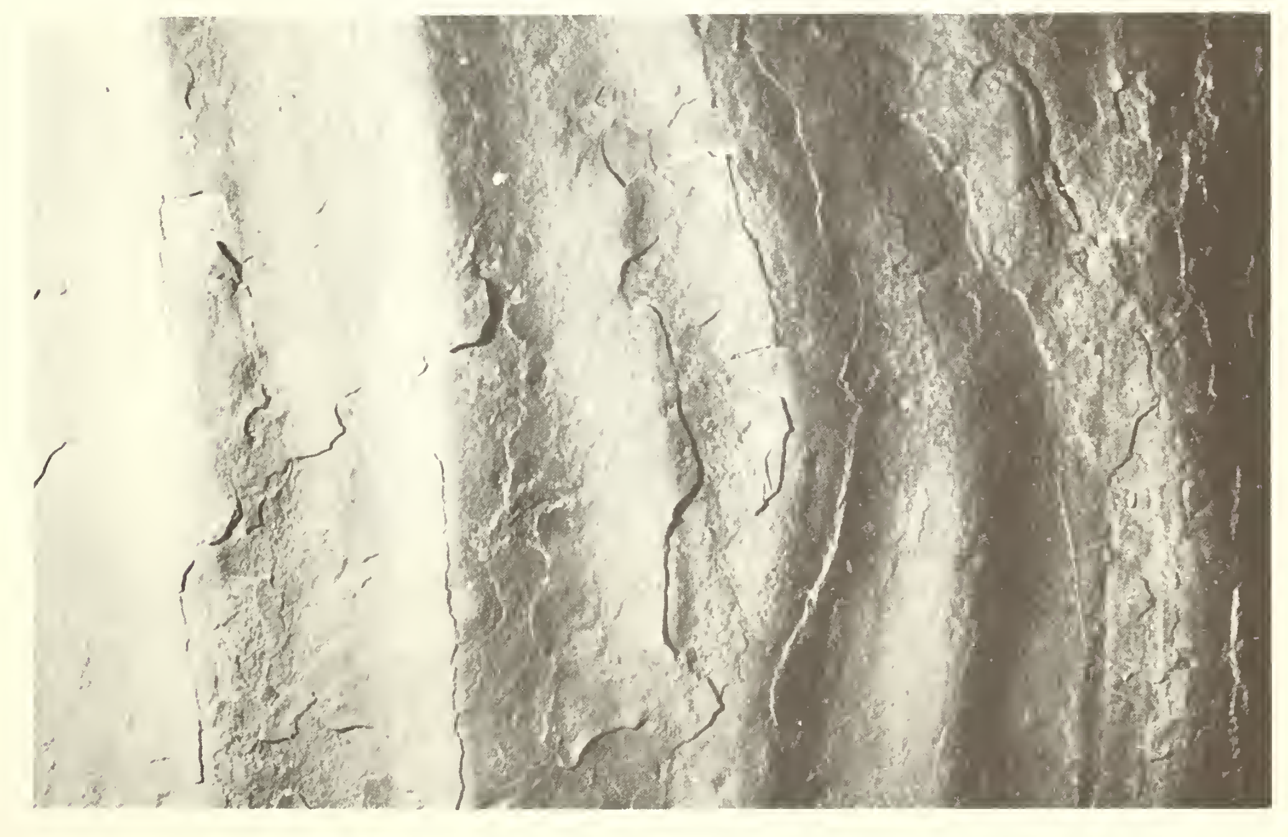
Grooves casts à la base de bancs granoclassés verticalement.



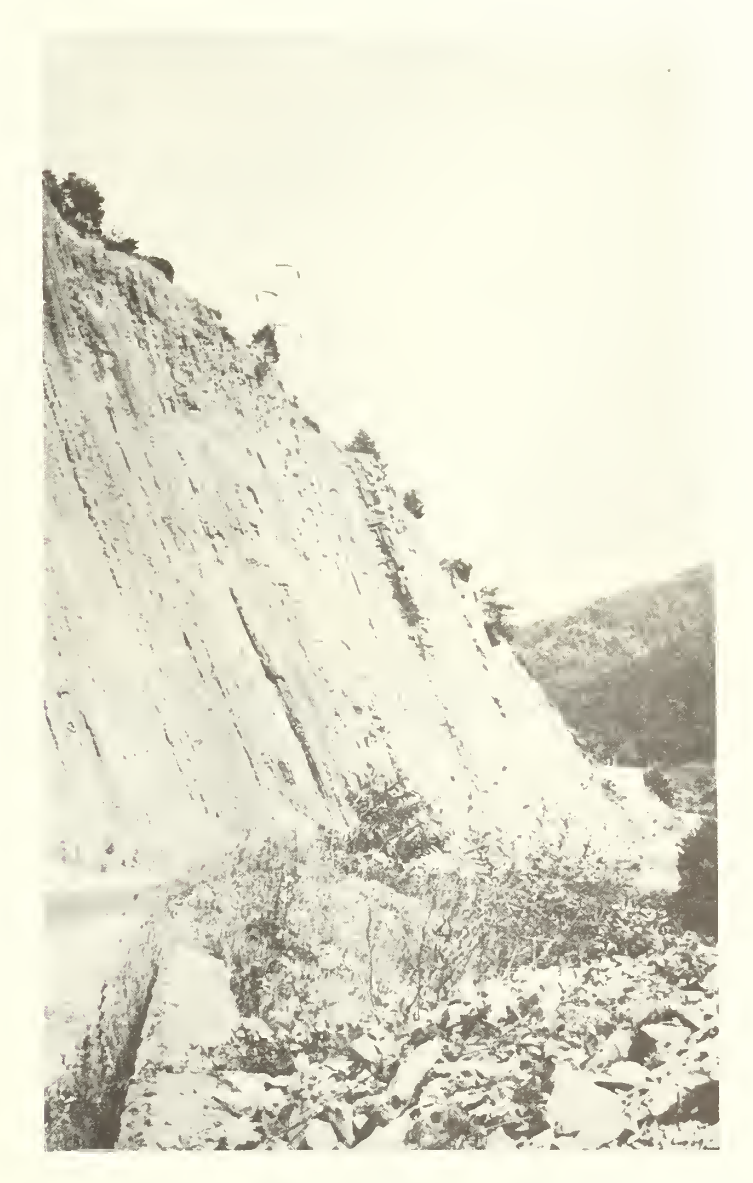
Base d'un banc granoclassé à galets mous au N du village de Vallfogona.



Ripples marks linguoïdes au sommet d'un banc gréseux.
(Route Ripoll à San Juan de las Abadesas, 5 km).



Ripples marks symétriques à la surface supérieure d'un banc granoclassé.
(2 km à l'Est de Vallfogona).



Affleurement de Flysch. Route Ripoll à San Juan de las Abadesas. km 5.

Ripple marks linguoïdes au sommet d'un banc granoclassé.

A la base du même banc, grooves casts.



Ripple marks d'interférence au sommet d'un banc gréseux, dans les couches à load casts de Coubet.



Mud-Cracks dans les couches à load-cast de Coubet.





Load-casts à la base des bancs gréseux dans la formation du col de Coubet.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Etudes régionales :

ASHAUER (H.), 1943. —La terminacion oriental de los Pirineos. Cons. nac. Invest. Scient. Centro de Investigaciones Lucas Mallada. *Publicaciones alemanas sobre geologia de Espana.* Traduction de San Miguel de la Camara, p. 203-232.

ASHAUER (H.), 1946. — Sobre el metamorphismo moderno y las serias eruptivas del pirineo oriental. Traduction de San Miguel de la Camara. *Publ. Extran. sobre Geol. de Espana*, t. III, Madrid 1946.

ASHAUER (H.) et TEICHMULLER (R.), 1946. — Origen y desarollo de las cordilleras variscas y alpidiscas de Cataluna. Traduction de J. M. Rios. *Publicaciones extranjeras sobre geologia de Espana*, t. III, Madrid, 1946.

BATAILLER, 1958. — El cretacico del Macizo del Montmell (Tarragona). *Mem. Real. Acad. Cien. y Artes.* Barcelona, vol. 32, n° 16.

CANADA GUERERRO (F.), 1964. — Sintesis geologica sobre el Paleozoico y Prepaleozoico del Extremo oriental de los Pirineos en la zona de Rosas. Gerona. *Notas y Com. Hist. Geol. y Min. Espana*, n° 75, 3e tri., p. 119-155.

DALLONI (M.), 1930. — Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Annales de la Fac. Sc.*, Marseille, t. XXVI.

DOUVILLE (H.), 1906. — Evolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale. *Bul. Soc. Géol. fr.*, 4, t. VI, p. 13-42.

FONTBOTE MUSOLS (J. M.), 1945. — Estudio morfotectonico de las sierras de Bellmunt, Milany y Puig Sa Calm. *Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona. T.* « *Miscellanea Almera* », Barcelona, 1945.

FONTBOTE (J. M), 1948. — Sobre la presencia de terrenos cambricos en el valle de Ribes (Pirineos Catalanes). *Inst. Cien.* « *Lucas Mallada* ». *Estudios geologicos*, n° 8, p. 209-220. Madrid, 1948.

FONTBOTE (J. M.) et GARCIA (R. B.), 1958. — Le versant sud des Albères. C. R. Soc. Géol. fr., t. VI, série 8, p. 939.

FONTBOTE (J. M.) et VILLALTA (J. F.), 1958. — Le versant espagnol des Pyrénées orientales (Ampurdan). *Bull. Soc. Géol. fr.*, t. VI, série 8, p. 939-960.

GARCIA (R.), 1958. — C. R. Excursion Soc. Géol. « De Perthus à Darnius ». Coupe du Mesozoïque de Masarach par Garcia Rodrigo. *Bull. Soc. Géol. fr.*, t. VI, série 8, 1957, p. 949-952.

GOTTIS (M.), 1957. — Contribution à la connaissance géologique du Languedoc. Thèse Doc. Sciences, Montpellier.

MANGIN (J.-Ph.), 1959. — Le Nummulitique sud pyrénéen à l'ouest de l'Aragon. Thèse Doc. Sc. Dijon.

RAT (P.), 1966. — Sur la signification de quelques microfaciès du Crétacé inférieur dans le domaine pyrénéo-ibérique. C.R. Ve Congrès Intern. Estu. Pirin. Resu. de las Comun. Cons. sup. Inv. Cien. Zaragoza, 1966, p. 26-27.

REGUANT (S.), 1960. — A proposito de dos nuevas aportaciones al conocimiento del Numulitoco espagnol (Pirinaico y subpirinaico). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Espana*, nº 60, p. 73-84, Madrid 1960.

RIBA (O.), 1966. — Contribucion al conocimiento de las fases de plegamiento intratereiarias en el reborde surpirinaico de la depreeion del Ebro. C. R. V. con. Intern. Estu. Pirin. Res. de las Com. Cons. Sup. Inv. Cien. Zaragoza, 1966, p. 27.

RIOS (J. M.), 1962. — Itinerario geologico por los Pirineos espanolas. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Espana*, nº 67, 3e trim., p. 189-245.

SAAVEDRA GARCIA (J. L.), 1964. — Microfacies del secundario y tereiario de la zona pirinaica espanola. *Mem. y Com. Inst. Geol. y Min. Espana*, t. LXV, Madrid, 1964.

SOLE SABARIS (L.). 1933. — La geologia de los alrededores de Figueras. *As. para Est. Geol. Mad. Occi.*, Barcelona, 1933.

SOLE SABARRIS (L.) et LLOPIS LLADO (N.), 1939. — Terminacion septentrional de la cordillera costera catalana. *Ass. Para Estudio Geol. del Med. Occ.*, t. XI, nº 1, 1939.

VIA-BOADA (L.), 1959. — Decapodos fosiles del Eoceno espanol. *Bol. Inst. Geol. y Min. Espana*, t. LXX, p. 333-402. Madrid, 1959.

VIA-BOADA (L.), 1966. — El borde septentrional surpirinaico de la euenca eocenica de Cataluna. C. R. V. Con. Inter. de Estu. Pirin. Resumen de las comu. Cons. Sup. Inv. Cien. Zarazoza, 1966, p. 29-31.

VIDAL (L. M.), 1875. — Geologia de la provincia de Lerida. *Bol. y Com. Mapa Geol. de Espana*, t. XI.

Sédimentologie :

BOUMA (A. H.), 1962. — Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier publishing Company, Amsterdam, 168 p., 31 fig., 17 tabl., 8 pl.

BOUMA (A. H.) et BROUWER (A.), 1964). — Turbidites. *Developments in Sedimentology*. Elsevier publishing Company, Amsterdam, 264 p.

COMITÉ DES TECHNICIENS DE LA CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PÉTROLE ET DU GAZ NATUREL, 1966. — Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Technip, Paris.

BOURCART (J.), 1964. — Les sables profonds de la Méditerranée occidentale. *Developments in Sedimentology*, nº 3, p. 148-155. Elsevier publishing Company, Amsterdam.

CUMMINS (W. A.), 1958. — Some sedimentary structures from the lower keuper sanstone. Liverpool-Manchester. *Geol. J.*, 2. (1), p. 37-43.

GUBLER (Y.), 1958. — Etude eritique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formation détritique de Barrême, flysch (grès d'Annot). *E.G.H.*, vol. 51, nº 2, p. 942-977.

HAAF (E. T.), 1959. — Les directions d'apports dans le flysch arénacé des Apennins. *E.G.H.*, vol. 51, nº 3, p. 977-980, 1 fig.

HEEZEN (B. C.), 1958. — Modern turbidity currents. *E.G.H.*, vol. 51, nº 2, p. 521-522.

IRMAN (D. L.), 1958. — Environmental significance of oscillatory ripple marks. *E.G.H.*, vol. 51, nº 2, p. 522-523.

KUENEN (P. H.), 1958. — Turbidity currents, a major factor in flysch deposition. *E.G.H.*, vol. 51, nº 3, p. 1009-1021, 2 fig.

KUENEN (P. H.), 1963. — Les formations de turbidites des Apennins du Nord. Livre à la mémoire de P. Fallot, t. II, p. 227-235.

KUENEN (P. H.), 1964. — Deep sea sands and ancient turbidites. *Developments in Sedimentology*, nº 3, p. 3-33.

KUENEN (P. H.) et MIGLIORINI (C. I.), 1950. — Turbidity current as a cause of gradded bedding. *Journ. Geol.*, 58, p. 91-127.

LESSERTISSEUR (J.). — Traces d'activité animale et leur signification paléo-biologique. *Mem. Soc. géol. de France*, t. XXXIV, fasc. 4, mém. 74, p. 1-150, pl. I à IX.

MANGIN (J.-Ph.), 1958. — Note préliminaire sur le faciès flysch de l'Eocène en Navarre espagnole. *E.G.H.*, vol. 51, p. 1026-1035.

MANGIN (J.-Ph), 1962. — Le flysch sédiment climatique. C. R. géol. de France, fasc. 2, p. 34-38.

MANGIN (J.-Ph.), 1963. — Turbidites, laminites et séquence unité. C. R. Soc. géol. de France, fasc. 4, p. 112-114.

MANGIN (J.-Ph.), 1964. — Petit historique du dogme des turbidites. C. R. Soc. géol. de France, fasc. 2. p. 51-54.

NESTEROFF (W. D.) et HEEZEN (B. C.), 1962. — Essai de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch. *Rev. Géogr. phys. et géol. dyn.*, 2e série, vol. 5, fasc. 2, p. 113-126, 7 fig.

NESTEROFF (W. D.), 1965. — Le problème des turbidites : les données océanographiques modernes ». *Bull. soc. géol. de France*, VII, n° 4, p. 587-592.

PRENTICE (J. T.), 1962. — Some sedimentary structures from weald clay sandstone at Warnham Brickwroks-Horsham, Sussex. *Proc. Geologist' Assoc. Engl.*, 73, 2, p. 171-186.

RAAF (J.F.M. de), 1964. — The occurence of flute casts and pseudomorphs after salt crystal in the Oligocene « grès à ripple marks » of the Southern Pyrenees. *Developments in Sedimentology*, n° 3, p. 192.

RICOUR (J.), 1960. — Genèse des niveaux salifères et particulièrement de ceux du Trias. *C. R. Soc. géol. de France*, n° 4, p. 78-79, 2 fig.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 MAI 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 2e trimestre 1967

TOME 104 — 1967 — Série B - N° 4



ACTES

DE LA

SOCIÉTÉ LINNÉENNE

DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

ETUDE DES POUDINGUES DITS DE PUYLAURENS LEURS CONDITIONS DE MISE EN PLACE, LES CONSÉQUENCES PALÉOCLIMATIQUES DE CES PHÉNOMÈNES

M.-P. MOULINE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 4

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 JANVIER 1967

Etude des poudingues dits de Puylaurens, leurs conditions de mise en place, les conséquences paléoclimatiques de ces phénomènes *

par M.- P. MOULINE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Comme la plupart des pays de structure monoclinale, il existe des horizons dont la lithologie contraste avec celle des bancs qui lui sont sous-jacents ; souvent alors ils arment les reliefs et marquent si bien leur présence que de fort loin, on en repère les gîtes possibles. Dans le Tarn, c'est le cas des conglomérats ou poudingues dits de « Puylaurens » parce qu'ils affleurent particulièrement bien dans les environs de cette bourgade, mais qui — malgré cette dénomination géographique apparemment restrictive — sont d'un intérêt dépassant le cadre local puisqu'ils sont très répandus des Pyrénées aux environs d'Albi.

Ils ont fait l'objet d'un certain nombre d'études :

— Des reconnaissances d'abord, par PALASSOU dont le nom est associé au mot « poudingues » et au concept d'épandage synorogénétique du paroxysme pyrénéen.

— De recherches quant aux reliefs amont possibles dont les émissaires auraient entraîné de telles masses de galets dans le Castrais et l'Albigeois. La polémique, qui, aux environs de 1890 opposa VASSEUR — partisan d'une origine méridienne pyrénéenne — (VASSEUR, 1894) et CARAVEN-CACHIN partisan d'une origine orientale (CARAVEN-CACHIN, 1899) ne doit être rappelée que pour mémoire.

Mais les arguments présentés n'ont ni chez l'un ni chez l'autre, la précision des observations de MENGAUD datant de 1909 et qui donnent de poudingues non exactement précisés et sans doute intercalés dans la molasse de Moulayres, une analyse précise proposant de considérer certains éléments siliceux comme originaires de la Montagne Noire, les calcaires gris à rognons de silex : de la Grésine, les calcaires pétrographiques proches du calcaire Nankin : des petites Pyrénées, les calcaires blancs à grains fins : des calcaires lacustres du Castrais et de l'Albigeois [1].

Placés souvent en cime de Puech ou vers les parties hautes des monts, dépourvues de colluvions, ils offrent de bonnes conditions d'observation. Exploités en plus à titre de « contribution en nature » pour l'entretien des chemins vicinaux, ils sont tranchés en de nombreux fronts de taille. Enfin, propices à donner des fondations plus résistantes que certaines molasses

(1) Ces restitutions appellent sans aucun doute un certain nombre de remarques hors propos dans cette étude et qui seront l'objet d'une prochaine publication.

* Manuscrit reçu le 16 Juin 1967.

macigneuses pour les besoins de la construction, il n'est pas rare que l'on entaille, dans ces poudingues, de véritables terrasses où on loge fermes et annexes, offrant ainsi sur une cinquantaine de mètres parfois, l'occasion d'étudier en détail de telles formations.

Une remarque préliminaire s'impose : il faut dire d'abord que si nous concentrons notre étude aujourd'hui, sur les formations qui se succèdent au sommet des molasses considérées comme bartoniennes par VASSEUR et qui, ici, se présentent comme de véritables nappes, nous n'ignorons pas pour cela l'existence épisodique de semblables conglomérats ayant les mêmes caractères sédimentologiques, les mêmes faciès, les mêmes éléments pétrographiques jusque sous le calcaire de Cuq et Vielmur, dans les environs de Lautrec par exemple. Nous laissons aussi de côté les niveaux les plus élevés déjà étudiés partiellement par MENGAUD et qui méritent une étude particulière.

I. - ETUDE DES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS PÉTROGRAPHIQUES DES POUDINGUES DE LEUR GANGUE, DE LEURS RAPPORTS ENTRE EUX

Faits de galets de quartz, de grès, de quartzites, de calcaires parfois à alvéolines, de fragments roulés d'accidents siliceux, provenant de formations jurassiques et crétacées, sans doute pyrénéennes pour les poudingues de Puylaurens, ces conglomérats sont liés par un ciment que l'on convient d'appeler « molassique » parce qu'il est riche en feldspaths, en grains de quartz et que la matrice est argilo-calcaire.

Ces formations se présentent à l'échelle des affleurements de manières diverses, soit en lentilles massives juxtaposées de grande taille (fig. 1 *a* et *b*) dont on ne discerne les limites qu'avec une grande habitude, soit en strates apparentées aux stratifications entrecroisées et obliques (fig. 2).

Il faut d'abord constater qu'à ces faciès en sont associés d'autres où existent de vraies stratifications entrecroisées et obliques ordonnant des matériaux fins millimétriques vanés sans doute dans un milieu aqueux normal et témoignant ainsi de l'incapacité de ce fluide à transporter plus loin sables et graviers. Mais dans leurs parties conglomératiques, ces formations présentent un certain nombre de caractères particuliers :

1. — D'une part, si les études granulométriques de ces formations n'offrent le plus souvent que des courbes paraboliques simples, plus rarement entrecoupées par un palier — et celui-ci est si souvent placé près de la valeur du centile que ce phénomène peut être interprété comme la manifestation d'une distribution anormale faute d'un nombre d'objets suffisants de l'ordre du centile — on remarquera cependant que l'existence d'un tel palier est souvent constante et ne disparaît pas avec une multiplication du nombre des mesures. Il mérite peut-être lui aussi, dans le cadre d'une hypothèse actualiste, d'être comparé aux paliers des courbes granulométriques de certains types d'accumulation de galets parmi tous ceux que les phénomènes actuels créent.

2. — D'autre part, les quartz de cette formation ont un émoussé de premier et deuxième ordre, en général assez faible (par exemple, pour des longueurs médianes de 84 mm : 179 millièmes et 224), un indice de dissymétrie de 0,618 et un indice d'aplatissement de 1,5. Ces quartz sont donc relativement peu usés et un certain nombre d'entre eux, conservent d'ailleurs une forme presque filonienne malgré la distance qu'ils sont censés avoir parcourue.

3. — Enfin, le plus souvent, les galets sont disjoints, isolés les uns des autres dans la gangue qui les emballe et lorsqu'ils sont juxtaposés, souvent ils s'interpénètrent et s'impressionnent l'un l'autre. Il faut ajouter à ceci que du point de vue stratification, une des premières choses qui sautent aux yeux est la difficulté de trouver une orientation dominante dans l'arrangement des galets d'une unité de sédimentation. Même, en général, on peut dire qu'il n'y a pas d'arrangement orienté de galets hétérométriques.

Ceux-ci se répartissent un peu n'importe comment dans la masse du conglomérat. Cependant cette règle souffre deux exceptions :

— Lorsque chaque unité de stratification a pour épaisseur une valeur voisine de la médiane des galets ;

— Pour les galets qui tapissent le berceau durci d'un chenal. Dans ces deux cas, les galets s'orientent parallèlement à la topographie de ce qui lui sert de support solide.

Ce procès-verbal de carence et ses maigres exceptions ont aussi leur importance.

4. — Un autre fait mérite d'être signalé :

Il n'est pas rare que la base de chenaux où sont placés de tels conglomérats, ne soit pas trop affectée par l'effet érosif des fluides capables de transporter des blocs de quartz allant jusqu'à 18 à 20 cm de diamètre, à plus de 100 km de leur point de départ. Dans ce cas, leurs parois se montrent tapissées de revêtements stromatolithiques montrant que ces chenaux préexistaient avant l'arrivée des galets et des sables qui, aujourd'hui, donnent l'ensemble que nous observons ; et ils étaient parcourus par des eaux relativement peu turbides, permettant développement des organismes encroûtants.

Sur les fonds de ces chenaux, il y a même parfois des galets qui sont alors eux-mêmes enrobés par un revêtement stromatolithique. (L'étude pétrographique de ces galets d'origine ambiguë ne m'a pas permis d'indiquer jusqu'à présent l'origine de ces émissaires qui les ont abandonnés ici, et par là même d'identifier le bassin versant qui alimentait pendant cette première période le réseau hydrographique.)

5. — Une autre observation mérite encore d'être présentée (fig. 3 et 4). Au lieu-dit « les Justices » près de Puylaurens, on peut observer, taillée dans la molasse, une gouttière inclinée vers le Sud, véritable tête de vallon, talweg préexistant à l'arrivée des matériaux donnant aujourd'hui le conglomérat étudié.

Cette gouttière a été ensuite fossilisée par des conglomérats entrecoupés d'interlits molassiques envahissant cette tête de vallon ; celle-ci a été ainsi comblée à contrepente. Le fluide envahisseur la remontant même et s'étalant sous des pressions relativement fortes.

Un tel exemple n'est pas unique. Une cascade faite par le ruisseau de Boncieux entre Lalbarède et Puycalvel offre une vue encore plus saisissante sur les conditions de mise en place de ces conglomérats.

Un autre fait spectaculaire : les morceaux de berges emportés tels des glaçons sur un fleuve en débâcle sont très fréquents.

II. - ESSAI D'INTERPRÉTATION DE CES DIFFÉRENTS FAITS

Quelle interprétation donner à tous ces faits ? Quel fluide pouvait donner de tels résultats ? Les courbes obtenues lors des études granulométriques des divers poudingues indiquent que la mise en place de ces matériaux est avant tout fluviatile. Cela est considéré comme une évidence et les résultats ne font que confirmer ce que l'on a toujours pensé. Cependant dans un régime fluviatile, seule l'hypothèse d'une débâcle souvent boueuse à densité variable, nous paraît susceptible d'intégrer les faits observés. Une telle débâcle devait manifester :

— Un faible pouvoir érosif pour les galets qu'elle transportait ;

— Jouer un rôle de matelas empêchant que les éléments s'orientent dans le même sens (chaque élément jouant un rôle inter-actif avec son voisin). Cette particularité conduit à l'absence d'orientation préférentielle des galets hétérométriques.

— Enfin, il fallait la force et les pressions de ces coulées pour remonter à contrepente des têtes de vallon jointes à une densité élevée du fluide pour entraîner, tels des glaçons, des blocs provenant des berges sapées, dont le poids est souvent de l'ordre de 100 à 200 kg.

Tout cela induit à penser que ces phénomènes étaient brutaux et à paroxysmes épisodiques.

CONCLUSION

Quelles conséquences cela entraîne-t-il ? Le transport d'une telle quantité de matériaux d'une manière catastrophique et brutale a dû résulter d'une modification du contexte géomorphologique et climatique, et bénéficier d'une certain nombre de phénomènes préalables d'altération et de transport.

Il semble que le rajeunissement des reliefs pyrénéens ait conjugué ses effets à celui de l'instauration d'un climat semi-aride où la disparition ou l'absence de la végétation privait les versants de la protection de leur manteau forestier. Cet état de choses aurait permis non seulement aux violentes chutes de pluie liées à ce domaine climatique de provoquer une érosion vigoureuse de la couche épidermique altérée et de l'armature de la chaîne mais aussi la mobilisation des matériaux entreposés en amont, des transports fluviatiles liés à des cycles précédents : ces accumulations de produits de démantèlement s'étaient déposés dans les cuvettes de réception d'abord méridionales, ont migré depuis, au moins partiellement, au bord septentrional de la chaîne axiale pyrénéenne jusqu'en Castrais.

A

B

Fig. 1. — Photographie d'un affleurement de Poudingues de Puylaurens des environs de Brousse (Tarn). On peut remarquer sur le schéma B que l'on doit distinguer dans cette masse, plusieurs unités : chacune ayant ses caractéristiques propres quant à leur médiane et leur centile.



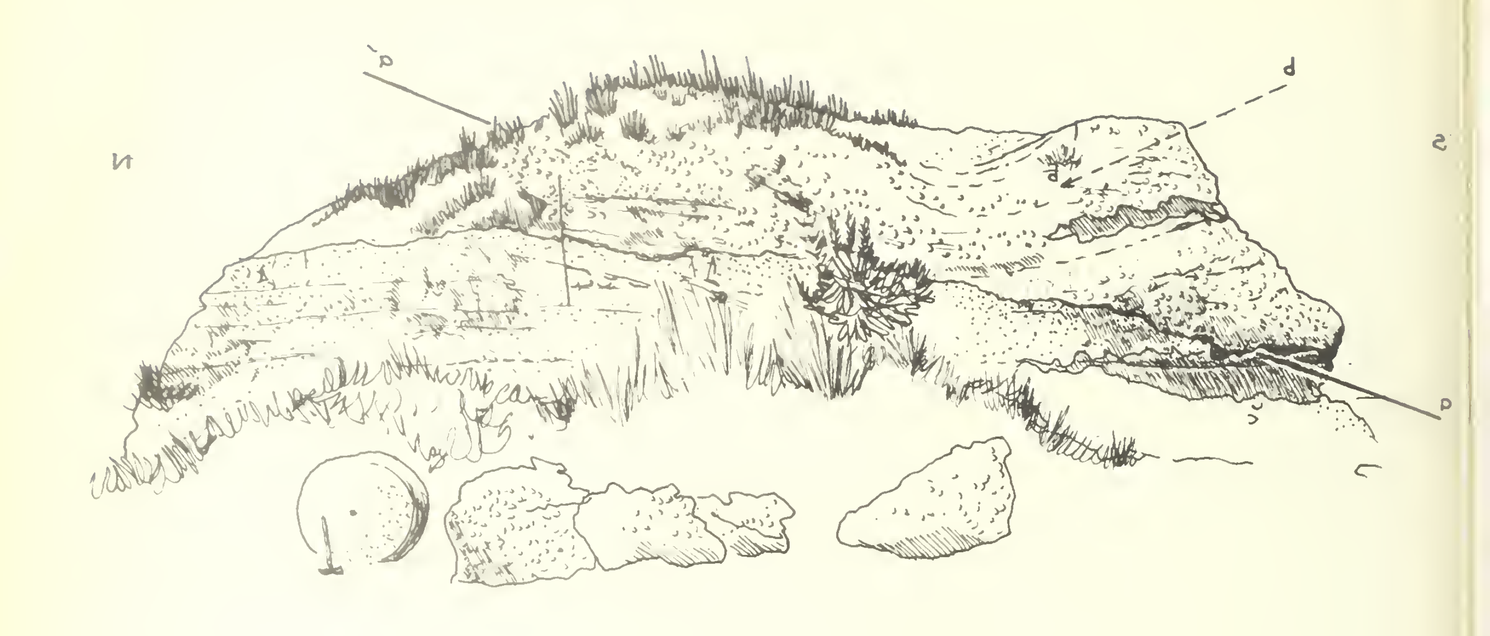
Fig. 2. — Eléments de Poudingues de Puylaurens distribués en strates apparentées aux stratifications obliques et entrecroisées.

Conglomérats

Molasse

Fig. 3 et 4

On peut voir sur les deux photographies ci-dessus, d'une part l'axe aa' [illegible] le poudingue de Puylaurens dont les strates s'écoulent [illegible]



Conglomérats

Molasse

Fig. 3 et 4

On peut voir sur les deux photographies ci-dessus, d'une part l'axe *aa'* du talweg comblé par le poudingue de Puylaurens dont les strates s'écoulent dans le sens *bb'*.

BIBLIOGRAPHIE

1. CAILLEUX (A.) et TRICART (J.), 1959. — Initiation à l'étude des sables et galets. *C.D.U.*, Paris.

2. CARAVEN-CACHIN, 1889. — Le poudingue de Palassou sur le versant sud-ouest du plateau central. *A.F.A.S.*, 18e session, Paris, 1889, 2e partie, p. 476.

3. CARAVEN-CACHIN, 1898. — Description géographique, géologique, minéralogique, paléontologique, palethnologique et agronomique des départements du Tarn et du Tarn-et-Garonne. Privat, Toulouse, p. 294-304.

4. MENGAUD (L.), 1909. — Extension des poudingues à galets calcaires impressionnés dans les molasses oligocènes entre le Tarn et l'Agout dans la partie occidentale du département du Tarn. *B.S.G.F.*, 4, IX, 148, p. 397-402.

5. MENGAUD (L.), 1909. — Extension du poudingue de Palassou dans la partie occidentale du Tarn. *B.S.H.N.*, Toulouse, t. XXXXIII, p. 164-166.

6. VASSEUR, 1894. — Nouvelles observations sur l'érosion des poudingues de Palassou dans le département du Tarn. *B.S.C.G.F.*, vol. 37, t. V, p. 359-363.

7. VASSEUR, 1894. — Observations au sujet d'une note de M. Caraven-Cachin intitulée : le poudingue de Palassou sur le versant SW du plateau central. *B.S.C.G.*, vol. 37, t. V, p. 365-368.

ZUSAMMENFASSUNG

In dem Tarndepartement (Südöstliches Aquitanien) entwickeln sich bedenkende Decken von Konglomeraten, die von den Pyrenäen heruntergleiten und sich von dieser Gebirgsgegend bis zu der Albigensischer Gegend (auf einer Breite von mehr als 250 km) erstrecken. Nachdem man die Sedimentologie und die Morphologie dieser Formationen studiert hat, darf man schliessen, dass sie durch brutale Aufgänge aufgestellt wurden, in welcken die den Kies treibenden Flüssigkeiten ein variationsfähiges, oft ein dem Gewicht selbts der Schlammströme ähnliches, spezifisches Gewicht hatten.

Daraus kann man folgern, dass es am Ende des bartonischen Zeitalters ein Klima gab, mit bald langen Perioden, wo es wenig regnete und wo die von den Gebirgsunebenheiten losgetrennten Materialen auf derselben Stelle blieben, und mit dann kurzen Perioden, wo die Regenfälle so heftig waren, dass die Gebilde der Erosion auf tausende von quadratmetern in den oben beschriebenen Bedingungen fortgetrieben und ausgebreitet wurden.

SUMMARY

In the province of Tarn (South-East Aquitaine), important sheets of conglomerate transported from Pyrenees spread out from this mountainous region to the region of Albi (over more than 250 km). Studying the sedimentology and geomorphology of these structures allows one to infer that they took their place in the form of flash flood in which the fluids carrying the cobble and pebble were of different densities often close to those of mudflows. This is the corollary of a climate, at the end of the Bartonian, in which long periods with a small amount of precipitation when the materials loosened removed from the reliefs often did not move alternated with periods during which the rainfalls were so heavy that the materials of erosion were washed away and laid down in such conditions as have been described over thousands of square miles.

Imp. DUCROS - 44, rue de Madrid - 33 - BORDEAUX

Dépôt légal : 4e Trimestre 1967.

TOME 104 — 1967 — Série B - N° 5

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LES INDUSTRIES LITHIQUES DU LITTORAL DU MÉDOC

J.-M. LARROQUE et J.-Ph. RIGAUD
Laboratoire de Préhistoire de la Faculté
des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 5

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 4 FÉVRIER 1967

Les industries lithiques du littoral du Médoc

par J.-M. LARROQUE et J.-Ph. RIGAUD

Laboratoire de Préhistoire de la Faculté des Sciences de Bordeaux.

STATION DE LACHANAU (Commune d'Hourtin-Médoc)

Les stations préhistoriques du littoral médocain et des rives orientales des étangs girondins ont attiré très tôt l'attention des chercheurs et curieux. Dès 1868, le vicomte (puis comte) Alexis de CHASTEIGNIER [1] signalait la présence de silex ouvrés au bord de l'étang de Lacanau, récoltait dans les Landes de la Gironde une intéressante collection constituée en majeure partie de pointes de flèches, et se posait déjà la question de l'origine des silex employés. Un peu plus tard, dans une communication au Congrès de l'A.F.A.S. de 1879, DALEAU [4] nous apprend que depuis dix ans, cent stations au moins ont été signalées dans les landes du Médoc, entre la Gironde et l'Océan, et que des cartons prêtés par le Musée Préhistorique de Bordeaux, DULIGNON-DESGRANGES et MEYNIEU ont présenté ces industries lithiques à l'Exposition des Sciences anthropologiques de 1878, au Trocadéro.

Aux noms de CHASTEIGNIER, DALEAU, DULIGNON-DESGRANGES, MEYNIEU, il faut ajouter celui de G. LALANNE, dont la collection (Musée d'Aquitaine) comporte des séries importantes provenant des stations médocaines. Ultérieurement, des ramassages sporadiques ont encore été effectués sur quelques stations, mais sans donner lieu, en général, à des études systématiques.

Malheureusement les séries anciennes. pour la plus grande part au Musée d'Aquitaine (collections CHASTEIGNIER, DALEAU, DULIGNON-DESGRANGES et en partie MEYNIEU), n'ont pas été séparées par station et se trouvent donc mélangées sous le titre général de « stations du Bas-Médoc ». Ceci explique qu'on y trouve pêle-mêle des microlithes et des pointes de flèches de l'Age du Bronze, voire même des pièces de monnaie de Louis XIII. Dans ces conditions, une étude est difficile, voire impossible, en l'absence de renseignements exacts sur la provenance du matériel. Quant aux publications des auteurs sus-nommés, quels que soient par ailleurs leurs mérites, elles ne sont guère plus précises, leurs descriptions des pièces demeurent très vagues et les illustrations sont bien trop rares ou médiocres pour nous permettre de rétablir l'origine exacte des pièces.

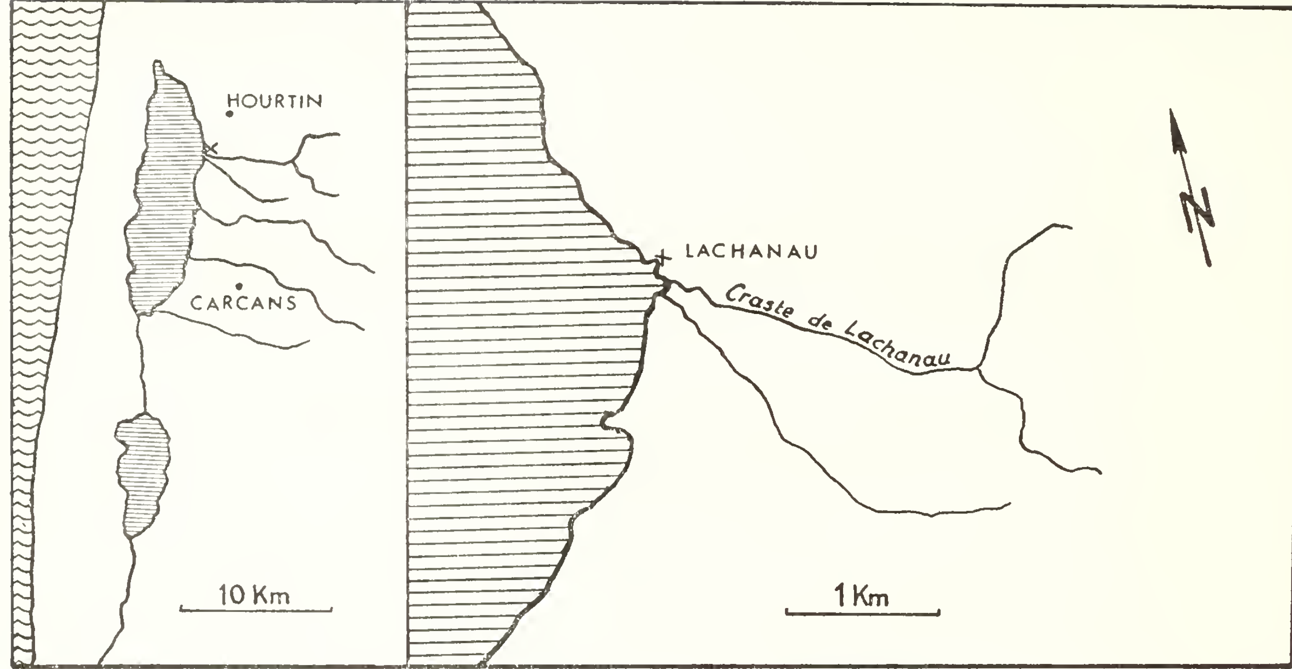


Fig. 1 : Plan de situation de la station de Lachanau (Hourtin).

La station de Lachanau (ou La Chanau), comme la plupart des autres, a donc été découverte en 1876 par DALEAU [1] qui, en compagnie de DULIGNON-DERGRANGES et de MEYNIEU, avait quitté Soulac le 27 avril pour arriver à Arès le 5 mai. Au cours de cette prospection, à pied ou en barque, ils reconnurent la présence d'une station à 150 m au N du ruisseau dit Lachanau.

En avril 1965, cherchant à retrouver les stations signalées par les anciens auteurs, nous eumes la bonne fortune de rencontrer des silex taillés, à peu près au point indiqué par DALEAU (voir carte), au N de l'embouchure de la craste de Lachanau, sur les deux rives opposées d'une petite crique d'une dizaine de mètres de large formée par l'étang d'Hourtin.

Nous avons effectué un ramassage systématique de la totalité des silex rencontrés. Il est cependant possible et même probable qu'une partie de la station se trouve à l'heure actuelle sous les eaux de l'étang, entre les deux rives opposées de la crique ; la station entière, d'ailleurs, est recouverte par les plus hautes eaux de l'automne et de l'hiver.

(1) Elle ne figure pas dans la Carte d'Archéologie préhistorique de DALEAU (1876).

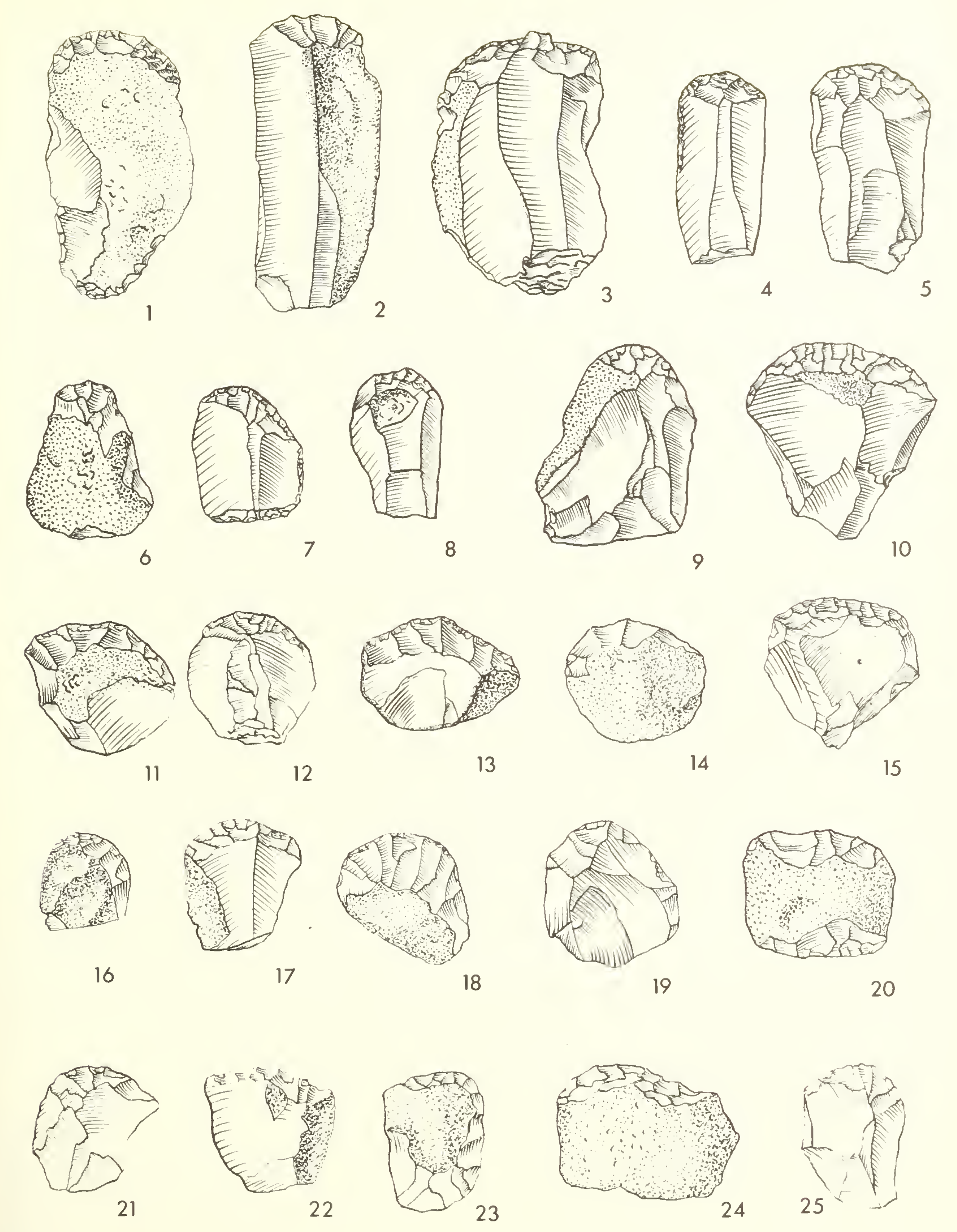
Bien qu'il s'agisse d'une station de surface, compte tenu du ramassage exhaustif du matériel, la série récoltée nous a frappé par une apparente homogénéité : aucun tesson céramique, aucun fragment métallique, aucune de ces pointes de flèches à ailerons et pédoncule si fréquemment signalés par les auteurs.

Le silex employé présente une grande variété de couleur et d'aspect, variété qui avait déjà frappé tous les auteurs qui ont étudié les stations du Bas-Médoc [2, 5, 7, 8]. On peut penser que ce silex provient des galets ou rognons que l'on trouve, de nos jours encore, assez fréquemment sur le littoral du Médoc.

Quant au débitage, nous avons décompté :

76 nucléi globuleux.
1 nucléus prismatique.
473 éclats, dont 43 outils.
175 lames, dont 52 outils.

Il est à noter que sur les 648 lames, éclats et outils, 229 portent les traces évidentes de l'action du feu.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
RJP

ETUDE TYPOLOGIQUE ET STATISTIQUE

En raison de l'absence de pièces caractéristiques néolithiques ou d'âge postérieur, nous avons adopté pour cette étude la liste typologique établie pour le Paléolithique supérieur par D. de SONNEVILLE - BORDES et J. PERROT [14], d'autant plus que tous les outils de la série correspondent étroitement aux définitions des types de cette liste.

D'autre part, comme il a été dit, nous avons récolté, sur cette station, la totalité du matériel, c'est-à-dire, tous les éclats, lames, outils, nucléi, entiers ou fragmentaires, tous les débris ; nous pouvons donc considérer cet ensemble comme représentatif de l'industrie initiale.

L'ensembles des outils (95) est largement dominé par le groupe des grattoirs (38) qui constituent 39,90 % de l'outillage. Le tableau suivant met en évidence la répartition des types de grattoirs au sein de ce groupe (fig. 2, n° 1 à 25) :

Type de grattoirs	Nombre	*% par rapport aux groupes*	*% par rapport à l'outillage total*
Grattoir sur bout de lame	7	18,43	7,36
Grattoir atypique	4	10,52	4,21
Grattoir double	2	5,26	2,10
Grattoir en éventail	2	5,26	2,10
Grattoir sur éclat	4	10,52	4,21
Grattoir unguiforme	16	42,12	16,84
Grattoir à museau épais	1	2,63	1,05
Grattoir à museau plat	1	2,63	1,05
Grattoir nucléiforme	1	2,63	1,05
Total	38	100,00	39,90

Nous constatons que les grattoirs unguiformes dominent largement l'ensemble du groupe, ce qui n'est pas sans évoquer certaines séries aziliennes du Périgord et du Lot. Ces grattoirs sont de petite taille, en général peu épais, la retouche affectant une partie seulement du pourtour de la pièce (fig. 1. n° 11 à 18).

Après les grattoirs, le groupe le mieux représenté est celui des pointes à dos abattu, que nous appellerons « pointes aziliennes » car elles correspondent à la définition donnée par D. de SONNEVILLE-BORDES et J. PERROT [14] pour ces outils : « Pointes de petites dimensions sur lame tantôt courte et trapue, tantôt allongée et élancée, à dos généralement courbe ou même arqué, plus rarement rectiligne, abattu par retouches abruptes partant d'une face ou des deux, à base quelquefois tronquée aboutissant parfois au segment de cercle » (fig. III, n° 1 à 14, 19).

Mais il est à remarquer que cette dénomination de « pointe azilienne » ne présume en rien de leur appartenance à une industrie azilienne, car ces outils existent dans le magdalénien final et ont pu subsister à l'épipaléolithique et même au-delà.

Les pointes aziliennes se répartissent de la manière suivante :

Type de pointes	*Bord abattu à partir d'un côté*	*Bord abattu à partir des deux côtés*
Pointes à dos rectiligne	4	4
Pointes à dos courbe et arqué	6	2
Pointes à base tronquée ou retouchée	0	1

L'association de ces pointes aziliennes aux nombreux grattoirs et principalement aux grattoirs unguiformes confère à l'ensemble lithique de Lachanau un caractère « aziloïde » marqué.

Les burins sont peu nombreux (3) et ne représentent que 3,15 % de l'outillage. Ils sont dièdres tous les trois (fig. III, n° 28, 23). D'autre part, les quelques rares chutes de burin recueillies ne sembleraient pas provenir de burins sur troncature retouchée (fig. III, n°s 26, 27, 29).

Les lames retouchées et les lames à bord abattu sont en nombre notable (23) soit un pourcentage de 24,18. Mais l'importance de ce pourcentage s'explique par le fait que des fragments de pointes aziliennes brisées (notamment la partie médiane) peuvent être classés dans ce groupe (fig. III, n° 16).

Notons enfin la présence d'encoches et de denticulés dans la proportion de 12,63 % (fig. III, n° 21, 22, 25).

Devant la ressemblance de cette industrie avec quelques séries de l'azilien du bassin moyen de la Dordogne, nous avons établi une comparaison entre l'outillage azilien de l'abri Pagès (Roc-Amadour, Lot) (fouilles NIEDERLANDER et R. LACAM publiées par ces fouilleurs et D. de SONNEVILLE-BORDES) [11] et la série de Lachanau. Nous avons également figuré le diagramme cumulatif de l'industrie azilienne de la couche « C » de l'abri de Villepin (Dordogne). (fouilles D. PEYRONY), d'après D. de SONNEVILLE-BORDES.

Les diagrammes de ces trois séries, sans être strictement superposables, montrent un parallélisme intéressant : à une montée rapide des pourcentages de grattoirs s'ajoute une très faible élévation de ceux des burins et un accroissement notable de la proportion des pointes aziliennes. Les graphiques ont un « air de famille » incontestable, que met en évidence le tableau suivant :

Décompte de la série de Lachanau d'après la liste typologique du Paléolithique supérieur de D. de Sonneville-Bordes et J. Perrot (14).

		Nombre	*%*
1	Grattoir sur bout de lame	7	7,36
2	Grattoir atypique	4	4,21
3	Grattoir double	2	2,10
7	Grattoir en éventail	2	2,10
8	Grattoir sur éclat	4	4,21
10	Grattoir unguiforme	16	16,84
13	Grattoir épais à museau ..	1	1,05
14	Grattoir plat à museau ou à épaulement	1	1,05
15	Grattoir nucléiforme	1	1,05
28	Burin dièdre déjeté	2	2,10
29	Burin dièdre d'angle	1	1,05
53	Pièce gibbeuse à bord abattu	1	1,05
58	Lame à bord abattu total ..	9	9,47
59	Lame à bord abattu partiel	4	4,21
65	Lame à retouche continue sur un bord	5	5,25
66	Lame à retouche continue sur deux bords	5	5,25
74	Pièce à encoche	8	8,42
75	Pièce denticulée	4	4,21
77	Racloir	1	1,05
91	Pointe azilienne	17	17,89
	TOTAL	95	100,00

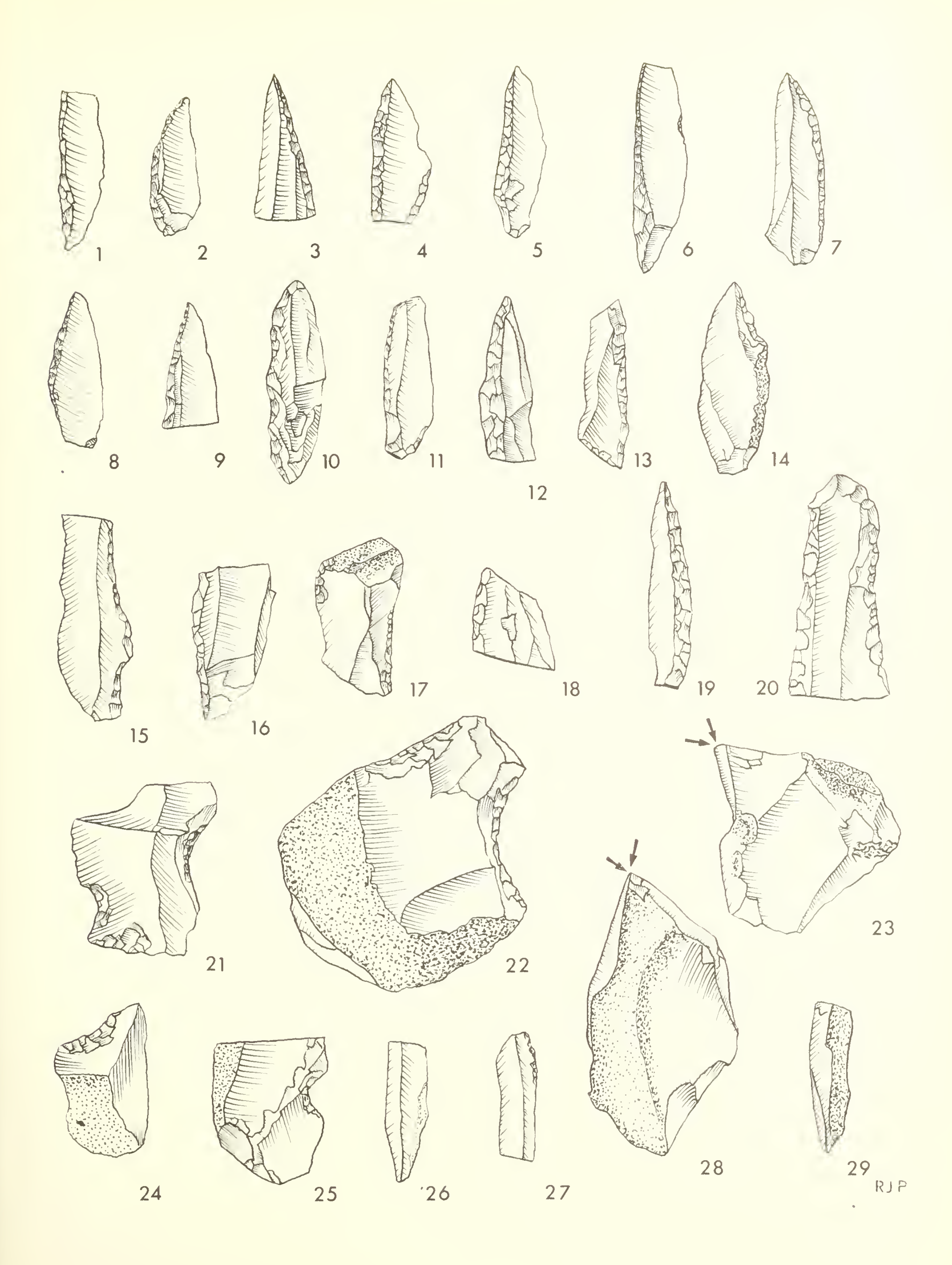

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
'26
27
28
29
RJP

Fig. III

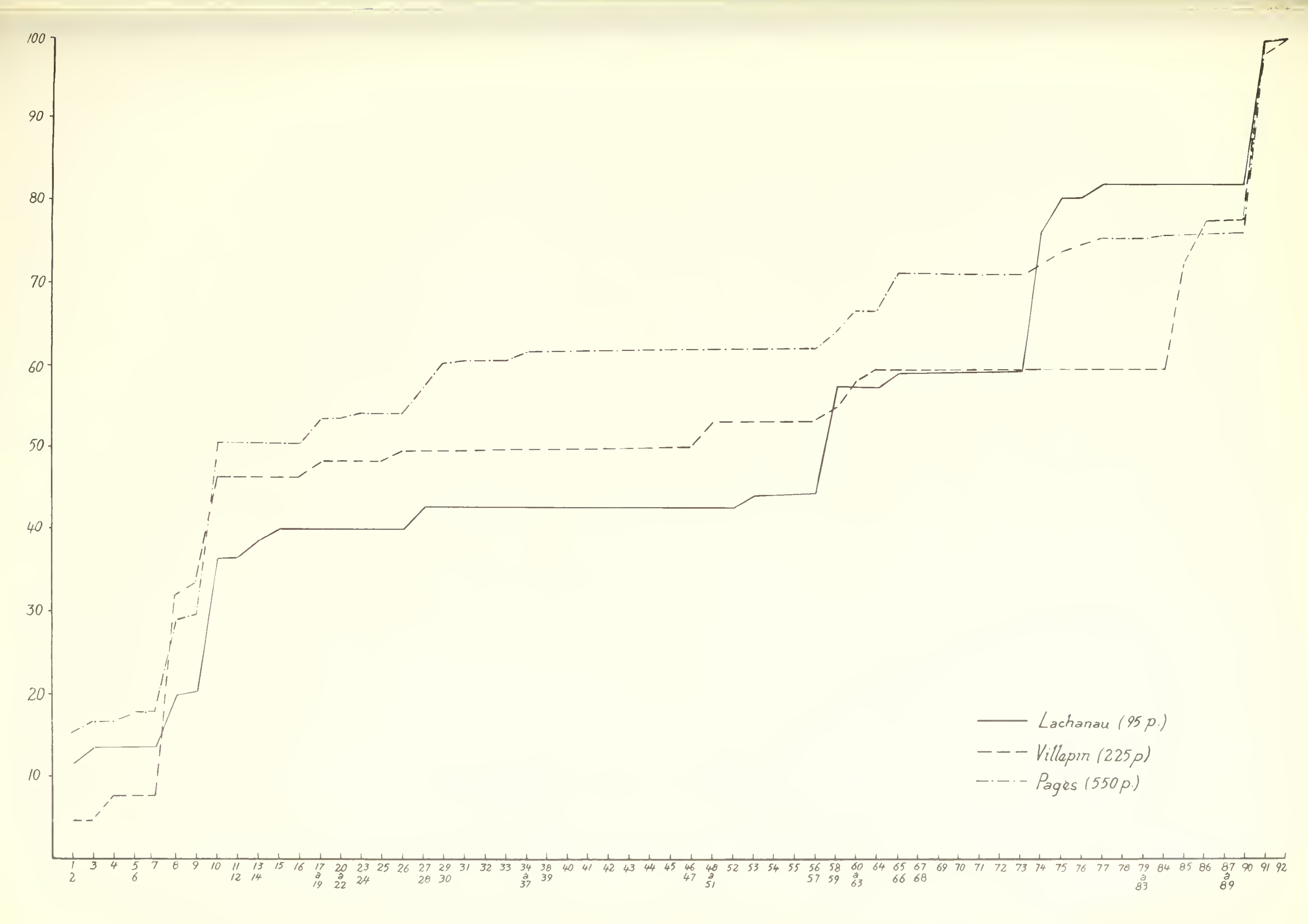


Fig. IV Graphique cumulatif des industries aziliennes de Villepin (couche "C"), Pagès et Lachanau

CONCLUSION

C'est la première fois, à notre connaissance, qu'une étude statistique est faite sur une série lithique de la région des sables médocains.

La comparaison du diagramme cumulatif de Lachanau avec ceux de Pagès et de Villepin montre un notable parallélisme. Ce fait serait en faveur d'une attribution de la station de Lachanau, soit probablement à l'Azilien lui-même, soit à un groupe culturel apparenté à l'Azilien. L'Azilien a d'ailleurs été reconnu déjà en Gironde, au Truc du Bourdiou (fouilles B. Peyneau) [12]. En tout cas, on peut écarter résolument toute attribution au Néolithique de la station de Lachanau, car, outre l'absence de vestiges céramiques, l'outillage lithique lui-même ne comporte aucune des pièces typiques de cette période : ni flèches tranchantes, ni pièces foliacées, ni d'ailleurs aucun fragment poli. Comme de telles pièces ne sont pas rares dans les collections étiquetées « littoral du Médoc », il paraît certain que les stations de la côte et des étangs girondins sont bien loin d'être homogènes, qu'elles ne sont certainement pas contemporaines dans le temps si elles sont voisines dans l'espace. Il ne faut donc plus les traiter a priori comme un ensemble culturel de mésolithiques attardés en plein Néolithique, voire jusqu'au Bronze.

C'est à condition d'être comparées avec celles qui proviendront des ramassages exhaustifs modernes, strictement localisés, que les anciennes séries pourraient être utilement étudiées. Ainsi pourra-t-on attribuer à chaque culture ce qui lui appartient.

BIBLIOGRAPHIE

1. CHASTEIGNIER (Alexis de). — L'Age de la pierre dans les landes de la Gironde. Découverte des ateliers de fabrication des pointes de flèches et de l'origine des silex employés. Paris, Didier, 1868. *Revue Archéologique*, tiré à part, 7 p.

2. CHASTEIGNIER (Alexis de). — Sur l'origine des silex travaillés trouvés dans le département de la Gironde. *Compte rendu Académie des Sciences*, Paris, séance du 25 mai 1868.

3. DALEAU (François). — Carte d'archéologie préhistorique du département de la Gironde. *Congrès A.F.A.S.*, Clermont-Ferrand, 1876.

4. DALEAU (François). — Stations préhistoriques des étangs de Hourtin et Lacanau. *Congrès A.F.A.S.*, Montpellier, 1879.

5. DALEAU (François). — Notice sur les stations préhistoriques de l'étang de Lacanau. Paris, 1880. *Compte rendu Sc. Ant.*

6. DALEAU (François). — L'âge des silex du littoral de l'océan. *Actes Soc. Linn. Bx*, t. XXXI, p. 41.

7. DULIGNON-DESGRANGES (M.). — Stations préhistoriques du Bas-Médoc. *Bull. de la Soc. Arch.*, Bordeaux, 1876, t. III, p. 143-150, 2 pl.

8. DULIGNON-DESGRANGES (M.). —Stations préhistoriques du Bas-Médoc et de l'ancien littoral de l'océan. *Revue Catholique de Bordeaux*, 1880, p. 309-312 et 334-337.

9. FERRIER (J.). — La préhistoire en Gironde. Le Mans, Monnoyer, 1938.

10. LALANNE (G.). — L'homme préhistorique dans le Bas-Médoc. *Bull. Soc. Anthropologique Bordeaux et Sud-Ouest*, 1887, t. III, fasc.. 3-4.

11. NIEDERLANDER (A.), LACAM (R.) et SONNEVILLE-BORDES (D. de). — L'abri Pagès à Rocamadour et la question de l'Azilien dans le Lot. *L'Anthropologie*, 1956, p. 417-446.

12. PEYNEAU (B.). — Découvertes archéologiques dans le pays de Buch, t. I, Bordeaux, Féret, 1926, p. 13-20.

13. PEYRONY (D.). — L'Azilien périgourdin. *A.F.A.S.*, Nancy, 1931.

14. SONNEVILLE-BORDES (D. de) et PERROT (J.). — Lexique typologique du Paléolithique supérieur. *B.S.P.F.*, 1954-1955.

15. SONNEVILLE-BORDES (D. de). — Esquisse d'une évolution typologique du Paléolithique supérieur en Périgord. *L'Anthropologie*, 1954, p. 197-230.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
15 NOVEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 6

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

DE QUELQUES NIVEAUX CONTINENTAUX OLIGO-MIOCÈNES D'AQUITAINE

Intérêt des faunes de Rongeurs recueillies

Michel RINGEADE
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 6

ACTES DE LA SOCIETE LINNEENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 4 MARS 1967

De quelques niveaux continentaux oligo-miocènes d'Aquitaine
Intérêt des faunes de Rongeurs recueillies

par Michel RINGEADE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Dans le cadre d'une étude générale sur les rapports chronostratigraphiques liant les faciès continentaux et marins en Aquitaine, nous avons entrepris depuis juillet 1964, l'étude des gisements connus de Mammifères. Ce travail a pour but de vérifier si les critères chronologiques que l'on peut déduire des faunes étudiées, entraînent des conclusions compatibles avec la position stratigraphique de ces sites dans les successions marines locales.

Les critères chronologiques utilisés, lors de l'étude paléontologique, sont ceux fournis par l'évolution de certaines lignées de Mammifères, notamment celles de certains groupes de Rongeurs comme les Cricétidés et les Eomyidés.

Un premier travail [6] a porté sur les sites classiques de passage de l'Oligocène au Miocène en Aquitaine. Ces stratotypes aquitaniens et burdigaliens furent définis au sud de la région bordelaise. A proximité de cette région, entre Bazas et Grignols, de nombreux horizons continentaux s'intercalent entre les diverses avancées marines oligocènes et miocènes.

A la base des premières avancées marines miocènes, il est possible d'individualiser en certains endroits un faciès mollassique dit « Marnes à Unio » rapporté par les auteurs au Calcaire blanc de l'Agenais.

Dans la commune de Gans, à 6 km à l'E N-E de Bazas (1) au niveau de ce faciès mollassique, de nombreuses découvertes de Mammifères et autres animaux fossiles furent mentionnées par J. BLAYAC [2], F. ROMAN [7], E. BILLOUX [1].

A Aillas (2), village voisin situé à 12 km au S S-W de la Réole, E. DELFORTRIE [5], H. BROCHON [3], J. BLAYAC [2] parmi d'autres (voir bibliographie [6]), notent avoir recueilli des restes de Mammifères et de Reptiles.

Des fouilles récentes nous ont permis de trouver à Gans, dans les mêmes horizons, des restes fossiles de Mammifères relativement abondants qui feront l'objet d'une publication ultérieure.

Les fouilles pratiquées à Aillas n'ont encore livré aucun reste de gros Mammifères.

(1) x = 403 ; y = 242,32 ; z = + 70.
(2) x = 409,5 ; y = 244,6 ; z = + 75.

Le lavage et tamisage systématique de ces horizons a permis de recueillir à Aillas, comme à Gans, une faunule de Rongeurs, déjà signalés [6], dont nous reprenons ici la liste :

	AILLAS	*GANS*
Peridyromys murinus POMEL	+	
Peridyromys sp.		+
Eucricetodon collatum SCHAUB	+	+
Sciuridae (g. et sp. indét.)	+	+
Eomys (*Rhodanomys*) *schlosseri* D. et D.	+	+
Pseudotheridomys parvulus SCHLOSSER	+	+

L'ensemble des fossiles rencontrés tant à Aillas qu'à Gans permet de rapprocher ces sites fossilifères des gisements classiques de Coderet et de Paulhiac.

En Languedoc, trois autres gisements, La Colombière [8], Plaissan [4], La Paillade [4] renferment ces mêmes Rongeurs et sont rapportés aux zones de Coderet ou de Paulhiac.

Le *Cricetodon* de la lignée-guide *Eucricetodon* au stade évolutif *collatum*, présent dans les sept gisements cités de l'Aquitaine et du Languedoc ne se trouve jamais au même degré évolutif dans ces sites. Une étude comparative, sur un matériel abondant, permettrait peut-être de créer des sous-zones ou de faire apparaître des évolutions parallèles d'espèces ou sous-espèces très voisines.

La même remarque s'impose lorsqu'on étudie les caractères évolutifs des *Pseudotheridomys* des divers gisements.

POSITION STRATIGRAPHIQUE

L'historique du terme Aquitanien [6] conduit à restreindre son emploi aux horizons contemporains du début de la transgression miocène en Aquitaine nord-occidentale.

Les « Marnes à Unio » d'Aillas et de Gans, comprises entre l'Oligocène marin et le Miocène marin, sont donc à rapporter à l'Oligocène supérieur Elles sont considérées comme l'équivalent latéral du Calcaire blanc de la Trilogie agenaise.

La position stratigraphique des gisements de Coderet et de Paulhiac ne peut être définie, aucun horizon marin n'encadrant ces épisodes lacustres.

Les faunes d'Aillas et de Gans étant très voisines de celles de Coderet et de Paulhiac, nous pouvons biochronologiquement rapprocher ces quatre sites fossilifères.

Par référence à la position stratigraphique d'Aillas et de Gans, nous pouvons rapporter les niveaux continentaux fossilifères de Coderet et de Paulhiac à l'Oligocène supérieur (Chattien ou Aquitanien inférieur des anciens auteurs).

Les marnes fossilifères de Laugnac, qui reposent sur les argiles à *Ostrea aginensis*, témoins de la transgression miocène, sont à rapporter au début du Miocène et correspondent à l'Aquitanien au sens strict.

En bordure de la mer miocène, des golfes non synchrones peuvent être rencontrés, mais les fossiles qu'ils renferment sont très voisins et ne justifient pas les distinctions d'Aquitanien inférieur, moyen et supérieur employées par certains auteurs.

Le tableau suivant résume nos conclusions paléontologiques et stratigraphiques :

Nouveaux sites fossilifères	*Zones des mammalogistes*	*Référence stratigraphique*
	Zone de Laugnac	Miocène inférieur (Aquitanien s. str.)
Gans	Zone de Paulhiac	Oligocène supérieur
Aillas	Zone de Coderet	

L'étude des Mammifères dans des niveaux bien datés par rapport aux stratotypes locaux a permis de préciser la position stratigraphique de gisements biochronologiquement comparables, compris dans des ensembles uniquement continentaux et par suite difficiles à rapporter à l'échelle classique des étages.

Une étude semblable est en cours pour tous les niveaux continentaux d'Aquitaine, de l'Eocène au Quaternaire. Ces travaux commencés depuis juillet 1964 seront publiés dans le cadre d'une thèse d'Etat.

BIBLIOGRAPHIE

1. BILLOUX (E.), 1966. — Le Gisement fossilifère de Gans. *Le Républicain du Bazadais*, n°s 1 et 2.

2. BLAYAC (J.), 1922. — Le Gisement de Vertébrés de Gans (Gironde). *Actes Soc. Linn.*, Bordeaux, t. 74, p. 251-256.

3. BROCHON (H.), 1879. — Sur la molasse à Rhinocéros d'Aillas. *Actes Soc. Linn.*, Bordeaux, t. 33, p. 15, 23 et 24.

4. CAPPETTA (H.), RINGEADE (M.), THALER (L.), 1966. — Sur la signification stratigraphique des Rongeurs nouvellement récoltés dans « l'Aquitanien » lacustre et laguno-marin du Bas-Languedoc. *C. R. Som. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 187.

5. DELFORTRIE (E.), 1875. — Au sujet de divers ossements fossiles trouvés à Aillas (Gironde). *Actes Soc. Linn.*, Bordeaux, t. 30, p. 176.

6. RINGEADE (M.), 1966. — Etude sur les sites classiques de passage oligo-miocènes en Aquitaine. Analyse comparative de faunes de Rongeurs en Aquitaine et en Languedoc. Thèse 3e cycle, Bordeaux, 234 p., 21 tabl., 11 fig., 11 photo., 23 pl., 17 coupes, 3 cartes, 102 réf. bibliogr.

7. ROMAN (F.), 1922. — Note sur la faune de Vertébrés de l'Aquitanien inférieur de Gans (Gironde). *Actes Soc. Linn.*, Bordeaux, t. 74, p. 241-249.

8. THALER (L.), 1966. — Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. *Mém. Mus. Hist. Nat.*, série C, t. 17, 295 p., 25 fig., 27 pl. stéréophoto.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 MARS 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 7



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

ÉTUDE EN AQUITAINE DE NIVEAUX CONTINENTAUX A LA LIMITE ÉOCÈNE-OLIGOCÈNE

Découverte de Rongeurs Théridomorphes

Michel RINGEADE
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 7

ACTES DE LA SOCIETE LINNEENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 4 MARS 1967

Etude en Aquitaine de niveaux continentaux à la limite éocène-oligocène

Découverte de Rongeurs Théridomorphes

par Michel RINGEADE

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

L'étude en Aquitaine de niveaux continentaux à la limite Eocène-Oligocène nous a amené, avec la bienveillante autorisation du propriétaire, M. Martin, à reprendre les fouilles du gisement de Soumailles. lieu dit de la commune de Pardaillan (Lot-et-Garonne), situé à 1,400 km au NW de celle-ci.

G. Vasseur [7], J. Blayac [1], H.-G. Stehlin [4], J. Repelin [3] font état de la faune découverte dans les mollasses de la Tuilerie de Soumailles, sous-jacentes au Calcaire de Castillon.

De 1954 à 1955, le docteur Moisan ([1]) fit plusieurs recherches et isola un certain nombre de mâchoires de *Plagiolophus minor* Cuvier. Par lavage des déblais, il obtint quelques dents de Rongeurs, mais celles-ci furent égarées au cours de leur détermination.

Depuis septembre 1966, nous avons recueilli des restes assez abondants de *Plagiolophus minor* Cuvier, des fragments de Tortues, dont la partie arrière droite d'une carapace de grande taille. Par lavage et tamisage de 600 kg de déblais, il fut possible d'isoler 48 dents jugales de Rongeurs et d'assez nombreux oogones de Charophytes.

RONGEURS ([2])

Les Rongeurs récoltés appartiennent tous au sous-ordre des Théridomorphes, famille des Théridomyidés.

Deux genres de Théridomyidés :

1. — Genre PSEUDOLTINOMYS.

Les échantillons récoltés appartiennent à une seule espèce que l'on peut rapporter à *Pseudoltinomys gaillardi* Lavocat, dont la localité type est Ronzon (Haute-Loire). Une différence : le *Pseudoltinomys* de Soumailles est légèrement plus grand.

---

(1) Dr Moisan, électro-radiologiste, *Libourne* (Gironde).

(2) Je remercie M. Thaler qui a bien voulu comparer les Rongeurs récoltés avec ceux de ses collections.

2. — Genre ISOPTYCHUS.

Les dents isolées rapportées à ce genre appartiennent, semble-t-il, à deux espèces encore très proches des *Isoptychus* de la zone de Montmartre ou de la Débruge.

Biochronologie : En fonction des échantillons récoltés, et sans préjuger des découvertes ultérieures, on peut conclure que la faune de Soumailles ne peut être plus jeune que celle de Ronzon, ni plus ancienne que celle de Montmartre. Elle semble néanmoins plus proche de la première.

CHAROPHYTES (3)

Les oogones de Charophytes récoltés appartiennent à deux espèces :

1. — TECTOCHARA MERIANI Grambast.

2. — HARRISICHARA TUBERCULATA (Lyell) Grambast.

La répartition de la première espèce va du Ludien au Pliocène supérieur ; celle de la seconde, du Gypse de Montmartre au Calcaire de Brie.

Les renseignements chronologiques donnés par *Harrisichara tuberculata* sont donc comparables à ceux fournis par les Rongeurs.

CHRONOSTRATIGRAPHIE

Le Calcaire de Castillon qui surmonte l'horizon mollassique fossilifère, est lui-même recouvert à quelques kilomètres de là par des marnes à Huîtres témoins de la mer oligocène. Ces marnes à Huîtres sont rapportées classiquement par les auteurs à l'Oligocène moyen. Par suite, l'horizon mollassique fossilifère (mollasse du Fronsadais supérieur) et le Calcaire de Castillon sus-jacent sont considérés comme Oligocène inférieur.

(3) M. Grambast a bien voulu me renseigner sur les oogones récoltés. Qu'il en soit remercié.

PERSPECTIVES DE CORRELATION A L'ECHELLE DE L'EUROPE

La faune des Rongeurs de Soumailles est au voisinage de la « grande coupure » [4] oligocène des mammalogistes. Les Rongeurs récoltés appartiennent aux lignées autochtones qui, connues avant la grande coupure, persistent et évoluent ensuite.

Les fouilles vont être intensifiées pour découvrir soit des Protogomorphes, dont aucun descendant ne semble réapparaître après la grande coupure, soit des Cricétomorphes immigrants.

Il sera intéressant de comparer la faune de Soumailles avec celle découverte à Hoogbutsel dans l'Oligocène de Belgique.

D'après Misonne [2] la faune d'Hoogbutsel est d'un âge intermédiaire entre Montmartre-Frohstetten et Ronzon.

Ces comparaisons permettraient de préciser les rapports chronostratigraphiques entre l'Oligocène de l'Aquitaine et l'Oligocène belge, sans parler de ceux avec l'Oligocène du Bassin de Paris.

Le tableau ci-après résume les conclusions que nous venons d'énoncer :

Aquitaine	*Position stratigraphique*	*Bassin de Paris Auvergne*	*Belgique*
	Oligocène moyen	Zone de Ronzon	Hoogbutsel
Soumailles	Oligocène infér.	Zone de Montmartre	

BIBLIOGRAPHIE

1. Blayac (J.), 1908. — Feuille de la Réole. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. 18, n° 119, C. R. des Collaborateurs, p. 84.

2. Misonne (X.), 1957. — Mammifères oligocènes d'Hoogbutsel et de Hoelden. 1. Rongeurs et Ongulés. *Inst. royal. Sc. Nat. de Belgique*, bull. 33, 16 p. 2 pl.

3. Repelin (J.), 1917. —Observation à propos d'une note posthume de G. Vasseur : « Découverte de restes d'*Anthracotherium* dans les formations sannoisiennes du bassin d'Aix-en-Provence. *C. R. Som. Soc. géol. Fr.*, t. 17, p. 29.

   Repelin (J.), 1919. — Sur les espèces ou mutations nouvelles du genre *Entelodon* Aymard. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. 19, p. 12.

4. Stehlin (H.-G.), 1909. — Remarques sur les faunules de Mammifères des couches éocènes et oligocènes du Bassin de Paris. *Bull. Soc géol. Fr.*, (4), t. 9, p. 488-520.

5. Thaler (L.), 1965. — Une échelle de zones biochronologiques pour les Mammifères du Tertiaire d'Europe. *C. R. Som. Soc. géol. Fr.*, p. 118.

6. Thaler (L.), 1966. — Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. *Mém. Mus. Hist. Nat.*, série C, t. 17, 295 p., 25 fig., 27 pl. stéréophot.

7. Vasseur (G.), 1907. — Découverte de Vertébrés dans les mollasses oligocènes du Fronsadais (bassin de la Gironde). *C. R. Acad. Sc.*, t. 145, p. 1.237-1.239.

   Vasseur (G.), 1907. — Sur les fossiles de la tuilerie de Soumailles, commune de Pardaillan. *C. R. Acad. Sc.*, t. 145, p. 1.365-1.367.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 MARS 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 8

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

SUR L'ORIGINE MÉCANIQUE DES CANCELLOPHYCUS ET SUR DIVERSES STRUCTURES VOISINES DE LA SCHISTOSITÉ EN RAPPORT AVEC LE TASSEMENT DES SÉDIMENTS

M. GOTTIS
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 8

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 4 MARS 1967

Sur l'origine mécanique des Cancellophycus et sur diverses structures voisines de la schistosité en rapport avec le tassement des sédiments

par Maurice GOTTIS *

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Ces curieuses figures disposées en faisceaux de stries arquées tapissent les surfaces de certains bancs ou des feuillets qui les constituent. Elles ont fait l'objet d'interprétations variées.

Depuis l'époque de leur identification par E. DUMAS en 1846, dans le Lias terminal ou le Bajocion de la région d'Alès, elles ont été attribuées, par de nombreux auteurs : BROGNIART (1846), DUMORTIER (1859), THIOLLIÈRE (1858), HEER (1865), de SAPORTA (1873), SCHIMPER (1869) etc., au moulage de frondes de végétaux marins. L'architecture de détail de ces corps a parue liée à un treillis d'organes de soutien développés entre les arcs sous-tendant un tissu lamellaire percé d'ouvertures ou boutonnières étroites, plus ou moins allongées, elliptiques ou rhomboïdales. La dénomination proposée par de SAPORTA tient compte de cete interprétation : *frons cancellata.*

Concurremment, ZIMMERMANN (1892), FUCHS (1895), SARLE (1906), H. DOUVILLE (1907), HUNDT (1932), ABEL (1935), SEILACHER (1954), LESSERTISSEUR (1955) considérèrent ces figures ou des structures analogues comme des traces d'activité animale et notamment des terriers peut-être attribuables à des Annelides.

Par ailleurs, G. LUCAS (1938-1950) et à sa suite, le traité de Paléontologie de PIVETEAU, ont réfuté l'interprétation végétale des *Cancellophycus* et apporté une argumentation très détaillée en faveur de l'identification de ces traces à des empreintes fossiles d'Alcyonnaires coloniaux du groupe des Reinilidés. A l'analogie de forme générale, les boutonnières perçant la lame spirale correspondant aux polypes, s'ajoute, en effet, la présence de spicules attribuables à de tels Coelentérés et trouvés en abondance dans certaines roches accidentées par l'empilement de ces figures.

D'autre observateurs se sont montrés nuancés dans leurs interprétations, notamment L. DANGEARD (1946). Cet auteur ayant remarqué la grande abondance dans les assises à *Cancellophycus*, de spicules de Spongiaires à côté de ceux d'Alcyonnaires invoqués par G. LUCAS, envisage l'hypothèse d'une association alcyonnaire-spongiaire, mais pense plus simplement au caractère indépendant de la concentration des spicules.

Plus prudent est encore le point de vue de LEGRAND (1948) qui conclut : « Les Spirophytons ne

* Manuscrit reçu le 13 Avril 1967.

peuvent être considérés avec certitude comme des traces d'êtres vivants... leur présence est avant tout liée aux conditions de la sédimentation ».

Enfin, au cours du siècle dernier, GEINITZ (1864), ainsi que NATHORST (1886) ont considéré les *Cancellophycus* comme des figures résultant de phénomènes mécaniques notamment d'écoulement visqueux (tourbillons) liés à la charge surincombante « structures de pression ».

Revenir à une interprétation délaissée depuis près de soixante ans peut paraître inspirée de la recherche systématique d'un certain anticonformisme. Cependant, des observations effectuées sur les terrains mêmes où les *Cancellophycus* furent pour la première fois décrits, conduisent à proposer une explication voisine de celle admise par ce dernier groupe d'auteurs.

Il convient tout d'abord de rappeler la réalité de certaines observations dues aux premiers auteurs et ultérieurement contestées. Dans les sites classiques du Languedoc, les *Cancellophycus* apparaissent bien, en effet, formés de petites rides arquées, développées sur des surfaces planes ou courbes, limitées entre deux lignes bourrelets ou sillons plus ou moins convergents. La pointe de convergence théorique se trouve située du côté de la convexité des arcs. Le rayon de courbure de ceux-ci se réduit progressivement en se rapprochant du point de convergence des lignes limitant la figure. Une tel dessin n'est pas sans analogies avec ceux donnés par certains figures mineures de solifluxion (fig. 1 et 2). Le profil transversal des rides se montre souvent dissymétrique avec un flanc peu penté, et un flanc raide. La polarité de cette dissymétrie par rapport à la convexité des arcs est variable.

Des coupes minces effectuées dans l'épaisseur des couches, orthogonalement au dispositif décrit montrent que la roche est constituée par l'accumulation, soit de grains de quartz, soit de spicules de Spongiaires ou d'Alcyonnaires, soit d'un mélange variable de ces éléments. De fines passées discontinues de matériaux argilo-silteux ou microcristallins, de texture plus ou moins grumeleuse confèrent au sédiment une disposition lamellaire. De tels feuillets obliques aux plans de stratification ne sont pas plans mais ondulés ou arqués (fig. 3, 4, 5 : « overturned cross - stratification » des auteurs anglo-saxons). Ces laminae se montrent par ailleurs groupées en unités d'ordre supérieur et plus ou moins sécantes les unes aux autres. Les lits grossiers d'une unité s'engrènent au niveau des diasthèmes dans les lits plus fins de l'unité voisine. Le dégagement de ces surfaces par clivage permet l'observation des *Cancellophycus* dont les crêtes arquées correspondent aux lignes d'intersection des Laminae obliques déformées et des surfaces de stratification. Sur plusieurs préparations, on observe nettement l'ordonnancement des matériaux dessinant des microplis parfois très déversés et intéressant des tranches millimétriques de sédiment (fig. 6). Il arrive même que cette dissymétrie s'exagérant, s'accompagne de l'étirement total des flancs inverses déterminant une structure imbriquée. La manifestation de feuillets arqués dans un plan vertical avait déjà été observée par de SAPORTA (1886, pl. III, fig. 1 b).

La fréquence de la manifestation de telles structures paraît liée à une certaine texture sableuse. 100 μ. de la roche ainsi qu'à sa disposition en feuillets plus ou moins continus de Laminae obliques, mais elle n'en est pas exclusive. La nature calcaire ou calcaréo-argileuse du liant de la roche semble, par ailleurs, être un facteur nécessaire.

A la surface de bancs de calcaires massifs et homogènes du Jurassique moyen des environs de Brive, se développe des systèmes de stries arquées (1) dont le dessin est analogue à celui des *Cancellophycus* (fig. 7). Ces surfaces ondulées diffèrent cependant des figures classiques car elles témoignent du jeu concomitant de phénomènes de dissolution conduisant à des productions stylolithiques et de phénomènes tardifs, plus ou moins contemporains de l'intervention de diaclases précoces qui paraissent avoir étroitement régi les rapports mutuels de ces structures (fig. 8).

Il semble y avoir eu dans le cas particulier de sédiments calcaires de texture cryptocristalline, tous les termes de transition entre le simple phénomène de dissolution à l'interface de deux assises au contact de particules moins solubles saupoudrant un dias-

(1) Des objets analogues ont été observés par RICOUR ainsi que par MAUBEUGE (1949).

thème et celui surimposé d'écoulement visqueux ayant entraîné dans des alignements courbes, dépressions et reliefs précédemment inorganisés (fig. 9).

Il n'est pas interdit de penser que ces diverses structures aient été engendrées au cours de la subsidence par le tassement de matériaux déjà cohérents mais incomplètement lithifiés et sollicités par ailleurs, à un réarrangement de leurs particules constitutives par écoulement latéral. Cette sorte de reptation lit par lit de vase ou de « sables vasards » à spicules vers l'aval d'une accumulation sédimentaire rappelle à certains égards, des phénomènes de fluages de vases argileuses au cours de leur tassement. De tels faits sont inscrits sous forme de stries observables au sein d'argiles tertiaires (formation de Castillon) ou de marnes du Néocomien languedocien dont la succession est entrecoupée de petits lits de nodules calcaires ou corps étrangers tels que des fossiles. La diagénèse de ces derniers corps ayant été parfois plus rapide que celle du sédiment encaissant, ils avaient acquis une notable rigidité antérieurement au tassement. Ils ont alors joué le rôle de déflecteurs vis-à-vis des courants de fluage de l'argile s'écoulant dans le plan perpendiculaire à l'effort principal, lorsque les frottements internes de celle-ci n'ont pu compenser la charge verticale croissante qui lui était imposée.

Des figures variées paraissent également liées à ces phénomènes de tassement, ou plus généralement de compression orientée s'exerçant sur un sédiment mou ; leurs dessins sont conditionnés, d'une part, par la nature des efforts subis et d'autre part, par les propriétés mécaniques des matériaux intéressés et l'évolution des rapports mutuels de ces paramètres au sein de la masse sédimentaire en voie de modification. C'est ainsi que des sédiments pélitiques ou calcaréo-marneux se montrent dans certains cas parcourus d'une infinité de surfaces courbes listriques représentant des segments sphériques ornés de stries plus ou moins convergentes vers le bas et offrant parfois, par suite de leur superposition, un dessin rhomboïdal. Les diverses surfaces s'empilent en pelures d'oignons et par ailleurs s'intersectent comme des stratifications entrecroisées (Pelites triasiques d'Hosta et du col Saint-Ignace en Pays Basque, Néocomien de Claret à Saint-Mathieu de Treviers (Hérault). Ces structures offrent, selon la section soumise à l'observation, certaines analogies avec une série de figures de réfraction de schistosité. Leur dégagement dans les trois dimensions permet de mettre en évidence leur parenté avec des niches d'arrachement (fig. 10). Elles comportent une polarité similaire avec, vers l'amont, phénomène de cisaillement vertical, puis progressivement, courbure de la surface de discontinuité et, à l'aval, déplacement horizontal des matériaux affectés.

La manifestation de figures de schistosité axiale indubitable dans des bancs contournés dus à des glissements sous-marins (fig. 11) vient encore s'ajouter à la diversité des structures évoquées et éclairer d'un jour nouveau ces déformations. De tels faits sont observables en de nombreux points des domaines périalpin et pyrénéen, notamment en Languedoc dans le Néocomien de la région de Claret et de Saint-Mathieu-de-Trévières, en Espagne dans la province de Pampelune au sein du flysch éocène moyen de la vallée de l'Orobi. Cette schistosité n'affecte que les bancs contournés à l'exception des assises réglées supportant ou recouvrant l'accident sédimentaire ; elle se montre fruste et limitée aux assises les plus marneuses dans les plis métriques (fig. 12 et 13), fine et généralisée dans les plis décimétriques. Ces faits sont, en première analyse, surprenants, l'apparition de la schistosité dans les roches indurées étant généralement liée à des conditions thermiques et dynamiques fort différentes de celles qui régnaient dans le sédiment lors des glissements. Ceux-ci se sont effectués sous charge hydrostatique simple soit, sous 30 à 50 atmosphères au maximum.

En définitive, les premiers conditionnements mécaniques imposés aux sédiments ont parfois été fossilisés au cours du processus de diagénèse. Ils se sont exercés sur des matériaux cohérents, mais n'ayant pas encore acquis la rigidité que leur a conféré, par la suite, la prise du ciment carbonaté ou silicique que contenait leur matrice. Leur analyse et l'étude de leur environnement permettraient vraisemblablement d'apporter quelques arguments complémentaires aux nombreux outils déjà mis à la disposition de la sédimentologie. La possibilité de manifestation au cours de la phase de sédimentation de figures généralement considérées comme ayant une origine tectonique montre que dans certains cas, un tel postulat peut induire en erreur.

PLANCHE I



Fig. 1. — Cancellophycus du Bajocien de Saint-Georges-d'Orques (Hérault).



Fig. 2. — Figure de Solifluxion, boue couverte de mousse. Arsuk storo. Groenland. (Photo J. Müller.)

PLANCHE II

Sections minces normales à la surface de cancellophycus montrant les feuillets arqués dont sont constitués la plupart d'entre eux.

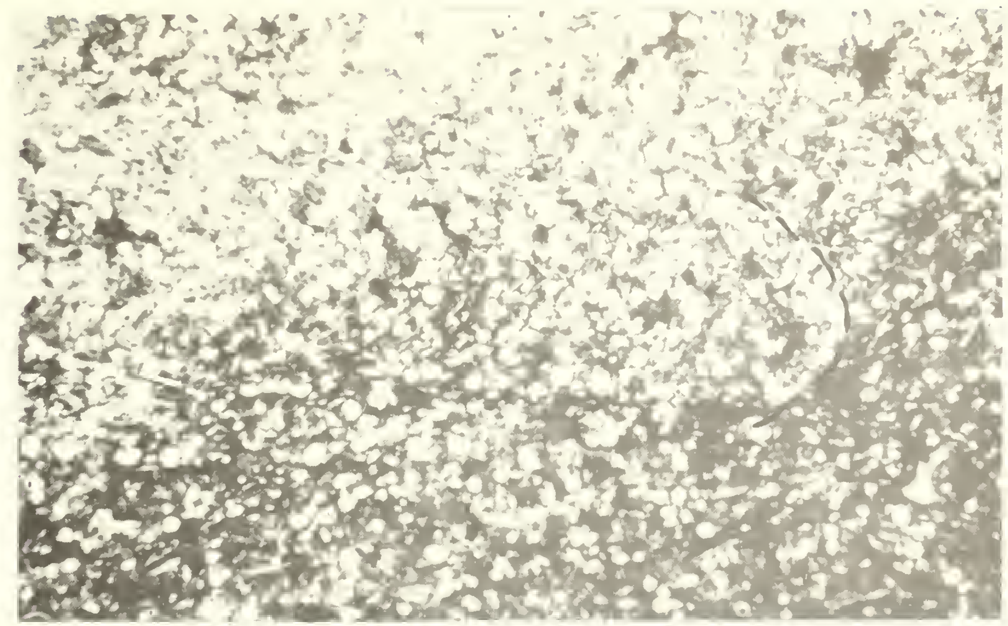


Fig. 3. E 0 —— 1 mm

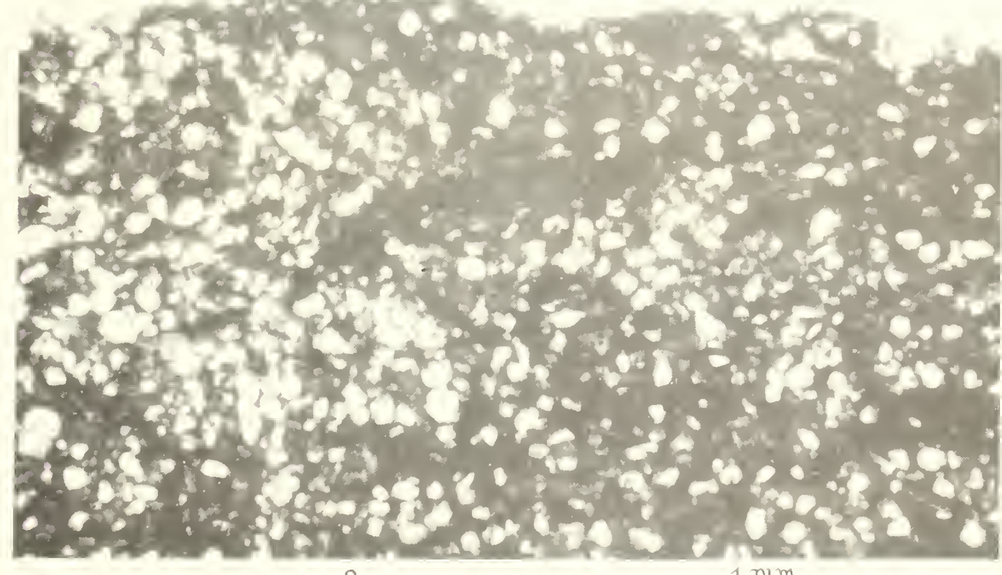


Fig. 4. E 0 —— 1 mm

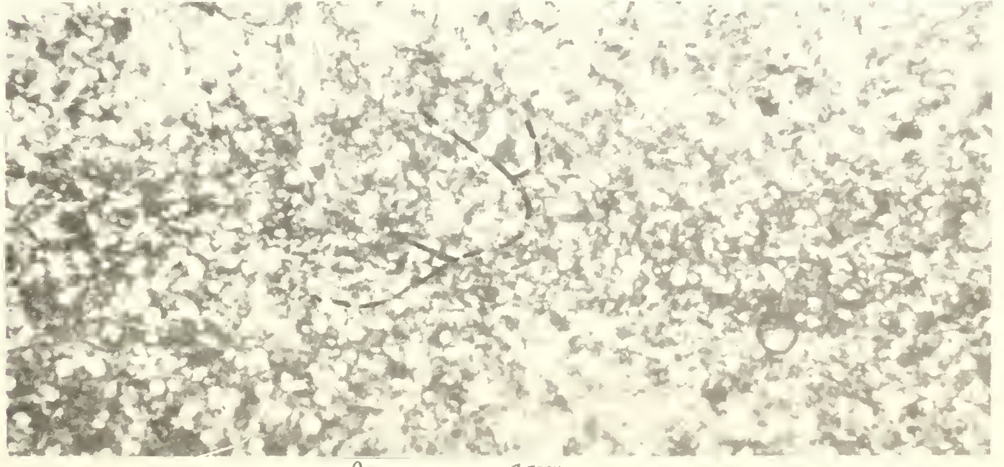


Fig. 5. E 0 —— 1 mm

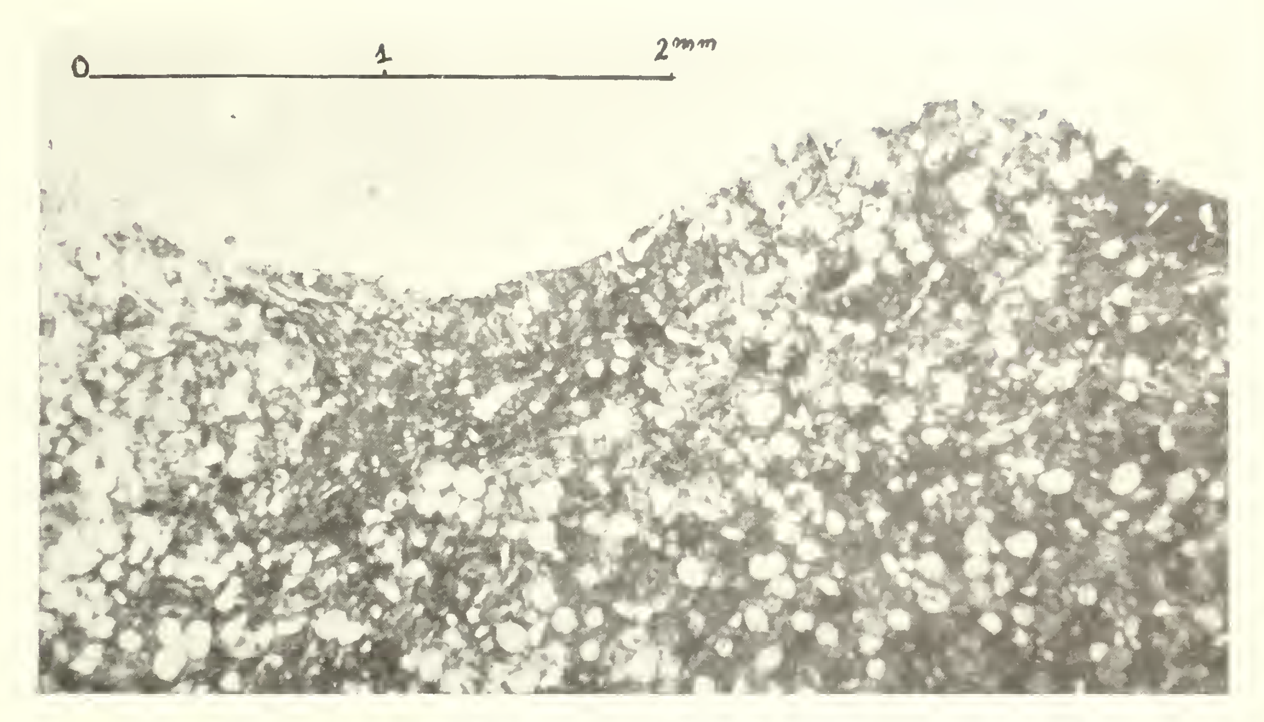


Fig. 6. — Pli couché modelé à la surface d'un cancellophycus. Le diamètre des spicules = 100 μ.

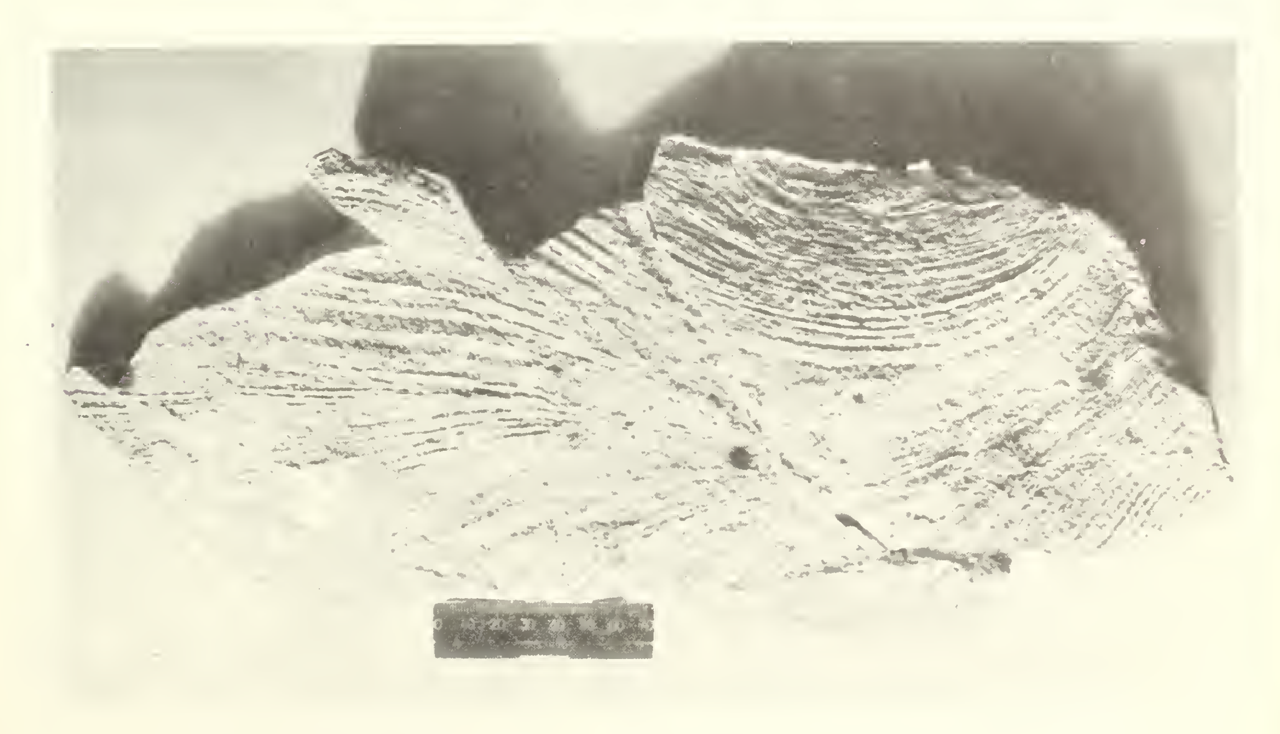


Fig. 7. — Stries arquées à la surface d'un calcaire du Jurassique moyen des environs de Brive.

Fig. 8. — Calcaire du Jurassique moyen des environs de Brive, influence d'une diaclase précoce sur le dessin des stries.

Fig. 9. — Cale du Jurassique moyen des environs de Brive : surface stylolithique parcourue d'ondulations arquées passant aux surfaces striées.

PLANCHE V



Fig. 10. — Succession de figures de flux composant des niches emboîtées d'ordre dimensionnel divers et accompagnées de surfaces listriques sans placages de calcite, de stries à crans émoussés et d'ondulations intraformationnelles. Trias inférieur de la Rhune. (Photo J. Müller.)

Fig. 11. — Bancs contournés par glissement sous-marin dans le Néocomien languedocien.

PLANCHE VI

Fig. 12 et 13. — Apparition de schistosité fruste dans les lits marneux au sein d'une série de bancs coutournés par glissement sous-marin. Détails de la fig. 11.



BIBLIOGRAPHIE

ABEL (O.), 1935. — Vorzeitliche Lebensspuren. Iéna, Fischer, p. 439-444.

BROGNIART (A.), 1846. — *in* DUMAS, empreintes observées au niveau des joints de stratification des alternances calcaires et marnes schistoïdes. Attribution par BROGNIART à des *Fucoïdes huotii.*

CAMERMAN (C.), 1944. — La pierre de Tournai. *Mém. Soc. belge de Géologie*, N.S., in-4°, n° 1.

CANAVARI (I.), 1910. — La fauna dei calcari marnosi de cemento della vicinanza de Frabiana. *Pol. Italica*, vol. XVI, p. 71.

CHARPAL (O. de), 1966. — Orientation et caractères de formes des stratifications obliques. Rapports avec les conditions hydrodynamiques du dépôt. Ass. des Sédimentologistes français, gr. A, C. R. réunion du 11 mars 1966 (dactylographié).

DANGEARD (L.), 1946-1947. — Sur les *Cancellophycus* de la Marlière (Lias supérieur du Bessin). *Bull. Soc. Linéenne de Normandie*, 9e S., t. V, p. 20-21.

DEWALQUE (G.), 1887-1888. — Présentation de fossiles. *Ann. Soc. géol. belge*, t. XV, p. 147.

DIEULAFAIT (L.), 1868. — Note sur l'oolithe inférieure, les calcaires à empreintes végétales et les calcaires à Entroques dans le Sud et le Sud-Est de la France. *B.S.G.F.* (2), t. XXV, p. 403.

DUMAS (E.), 1846. — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Alais. *B.S.G.F.* (2), t. III, notice p. 613.

DOUVILLE (H.), 1907. — Perforations d'Annelides. *B.S.G.F.* (4), t. VII, p. 361-370, pl. XII.

DUMORTIER (E.), 1859. — Note sur le Mont d'Or lyonnais. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Lyon. *B.S.G.F.* (2), t. XVI, p. 1075.

DUMORTIER (E.), 1861. — Note sur le calcaire à Fucoïdes, base de l'oolithe inférieure dans le bassin du Rhône. *B.S.G.F.* (2), t. XVIII, p. 579-587.

FAIRBRIDGE (R. W.), 1947. — Possible causes of intraformational disturbances in the carboniferous varve rocks of Australia. *Roy. Soc. New South Wales, Jour. and Proc.*, vol. 81, pt. 2, p. 99-121.

FALSAN (A.) et LOCARD, 1866. — Monographie géologique du Mont d'Or lyonnais et de ses dépendances. *Ann. Soc. impér. Agric. Hist. Mat. Arts utiles Lyon*, p. 262-267, Savt. édit., 499 p., carte, pl. et table.

FLICHE (P.), 1905-1908. — Flore fossile du Trias en Lorraine. *Bull. Séances de la Soc. Sc. Nancy* (3), t. VI, fasc. I à IV (6e année), p. 20 et 21, pl. I, fig. 1.

FRITEL (P.-H.), 1925. — Végétaux paléozoïques et organismes problématiques de l'Ouadaï. *B.S.G.F.* (4), t. XXV, p. 36-39, pl. II.

FUSCHS (Th.), 1895. — Studien über Fukoiden und Hieroglyphen, Deuksehr. *Ak. Wiss. Wien Math. Nat. Kl.*, Bd 62, p. 369.

GAUDRY (A.), 1882-1883. — Note sur l'ouvrage de M. le marquis de Saporta intitulé « A propos des Algues fossiles ». *B.S.G.F.* (3), t. 11, p. 156-158.

GEINITZ (H. B.), 1864. — Uber organisehe uberreste in dem Dachschieter von Wurzbach bei Lobenstein. *N. Jahrb. Min. Geol.*, p. 1.

GEINITZ (H. B.), 1866. — Die Organische uberreste im Daehsehiefer von Wurzbach bei Lobenstein. *Acta Ac. Carol. Leop.*, Bd 33.

HARMS (J. C.), MCKENZIE (D. B.), MCCUBBIN (D. C.). — Stratification in Modern sands of the Red River, Louisiana. *Geology*, U.S.A., 1963, vol. 71, n° 5, p. 566.

HEER (O.), 1865. — Die Urwelt der Sehweiz. Zurieh, p. 140-141, fig. 92-93.

HUNDT (R.), 1932. — Eine Monographie des Lebenspurren des unteres Mitteldevons Thüringens. Leipzig 1940. *Neue Lebenspurren aus dem Ostthüringer Paläozoikum Centralbl. f. Miner.*, Bd 4, p. 210.

JAMES (J. F.), 1893. — Studies in the problematie organisms. N° 2, the genus Fucoïdes. *Journ. Cincinnati Soc. Nat. Hist.*

JONES (G. P.), 1962. — Deformed cross stratification in Cretaceous Bima sandstones, Nigeria. *J. of Sedimentary petrology*, vol. 32, n° 2, p. 231.

MCKEE (E. D.), REYNOLDS (M. A.), BAKER (Cl. H.), 1962. — Laboratory studies on deformation in unconsolidated sediment. *Geol. Surv. Prof. paper* 450 D, p. D 151.

MCKEE (E. D.), REYNOLDS (M. A.), BAKER (Cl. H.), 1962. — Experiments on intraformational recumbent folds in crossbedded sand. *Geol. Surv. Prof. paper* 450 D, p. D 155.

KOECHLIN-SCHLUMBERGER, 1854. — Coupe géologique des environs de Mende. *B.S.G.F.* (2), t. II, p. 622.

KORN (H.), 1929. — Fossile gas blasenbahnez aus. dem Thüringer Paläozoikum, eine neue Deutung Von *Dictyodora. Zeitdchr. f. Naturwiss.*, Bd. 89, n 2, p. 25.

LAPPARENT (J. de), 1918. — Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. pour servir à l'explication de la Carte géol. de la France.*

LEBESCONTE, 1886. — Constitution générale du massif breton, comparée à celle du Finistère. *B.S.G.F.* (3), XIV, p. 776.

LEGRAND (R.), 1948. — Observations à propos des *Spirophyton* du Tournaisis. *Bull. Soc. Belge Géol., Paleont., Hydrologie* (Bruxelles), t. LVII, p. 397-406.

LESSERTISSEUR (J.), 1955. — Traces fossiles d'activité animale et leur signification. *Mém. Soc. géol. France*, N.S., t. XXXIV, fasc. 4, Mém. n° 74, p. 1-150, pl. I-IX.

LUCAS (G.), 1938. — Les *Cancellophycus* du Jurassique sont des Alcyonnaires. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CCVI, p. 1.914.

LUCAS (G.), 1950. — Précisions sur les *Cancellophycus* du Jurassique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CCXXX, p. 1.297-1.299.

MASSALONGO, 1855. — *Zoophycus*, Novum genus plantorum fossilium. Veronae.

MAUBEUGE, 1949. — Données paléontologiques sur la dolomie dite « dolomie de Beaumont » du Keuper moyen de Lorraine. *B.S.G.F.* (5), t. XIX, p. 43.

NATHORST (A. G.), 1882. — Om spar of nagra tevertebrerane ajur. m.m. och. deras paleontologiska betydelse. *Mémoires (Handlingar) de l'Académie royale des Sciences de Suède.* t. XVIII, n° 7, Stockholm. Norstad & Sones, édit.

NATHORST (A.G.), 1883. — Quelques remarques concernant la question des Algues fossiles. *B.S.G.F.* (3), vol. XI, p. 452.

NATHORST (A. G.), 1886. — Nouvelles observations sur les traces d'animaux et autres phénomènes d'origine purement mécanique décrits comme Algues fossiles. *Kongl. Svensk. Vetenskaps. Acad. Hand.*, vol. XXI, n° 14, Stockholm.

PRENTICE (J. E.), 1960. — Flow structures in sedimentary rocks. *Jour. Geol.*, vol. LXVIII, n° 2, p. 217-224.

RETTGER (R. E.), 1935. — Experiments on soft rock deformation. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 19, n° 2, p. 271-292.

RIGBY (J. K.), 1958. — Mass movements in Permian rocks of trans-Pecos Texas. *Journ. Sedimentary Petrology*, vol. 28, p. 298-315. 315.

ROUAULT, 1883. — Note sur le grès armoricain. Essai historique et géologique sur *Vexillum desglandi*. Œuvres posthumes publiées par P. Lebesconte, Paris.

SAPORTA (de), 1882-1883. — Note explicative sur un mémoire relatif aux Algues. *B.S.G.F.* (3), t. XI, p. 159-162.

SAPORTA (de), 1886-1887. — Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. *B.S.G.F.* (3), t. XV, p. 286-302, pl. III, IV, V, VI, VII.

SARLE (C. J.), 1906. — Preliminary note on the nature of Taonurus. *Proc. Rochester Ac. Sc.*, février.

SCHIMPER, 1869-1874. — Traité de Paléontologie végétale, vol. I-III, Paris. Vol. II, *in* Zittel (1879-1880).

SEILACHER, 1954. — Die geologische bedeutung fossiler lebensspuren. *Zeitsch. deutsch. géol. Ges.*, Bd 105, p. 223 (1953), n° 2, p. 214-227, 2 pl. h.-t.

SEWARD (A. C.), 1898. — Fossil plants (vol. I). Cambridge Biological series, Cam. Univ. Press.

STEWART (H. B.), 1956. — Contorted sediments in modern coastal lagoon explained by laboratory experiments. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 40, n° 1, p. 153-179.

STOCKMANS (F.), 1940. — Végétaux éodevoniens de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat.*, Bruxelles, mém. 93.

TERQUEM. — *B.S.G.F.* (2), t. XXV, p. 403.

THIOLLERE, 1858. — Procès-verbal de la séance du 8 septembre de la Société géologique de France où il est fait mention de la dénomination *Chondrites scoparius* pour désigner les Fucoïdes de E. Dumas. Réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France à Nevers. *B.S.G.F.* (2), t. XV, p. 718.

ZIMMERMANN, 1892. — Dictyodora liebeana Weiss und ihre Beziehungen zu *Vexillum* Rouault *Palaeochorda marina* Geinitz und *Crossopidia henrici* Geinitz 32-35. *Jahresber Ges. Freunde Naturwiss. in Gera.*

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 MAI 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 2e trimestre 1967

TOME 104 — 1967 — Série B - Nº 9

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

KYMALITHON, NOUVEAU GENRE DE MÉLOBÉSIÉE DE L'APTIEN SUPÉRIEUR ET CONSIDÉRATIONS SUR L'AGE DU FACIÈS A MÉLOBÉSIÉES DIT "FACIÈS DE VIMPORT"

Mme M. LEMOINE et J. EMBERGER
Laboratoire de Géologie Dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 9

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 8 AVRIL 1967

KYMALITHON, nouveau genre de Mélobésiée de l'Aptien supérieur et considérations sur l'âge du faciès à Mélobésiées dit "faciès de Vimport"

par Mme Marie LEMOINE et Jacques EMBERGER

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Résumé : La découverte d'organes reproducteurs dans des thalles de l'espèce décrite sous le nom de *Lithophyllum belgicum* et leur interprétation ont permis de définir un nouveau genre de Mélobésiée.

Ce genre est fréquent dans les formations terminales de l'Aptien supérieur d'Aquitaine méridionale et, plus particulièrement, dans le faciès à Mélobésiées connu sous le nom de « faciès de Vimport ». Ce dernier, attribué par de nombreux géologues à l'Albien inférieur, a bien un âge aptien supérieur (gargasien élevé).

Le nom de cette espèce qui prête à confusion fut donné par M. FOSLIE (1909) dans l'hypothèse de sa provenance du Carbonifère de Belgique.

En remontant aux sources, il a pu être prouvé (Mme LEMOINE, 1925) que l'échantillon type provenait de MUNIER-CHALMAS, Professeur de géologie à la Sorbonne, et que dans les collections de géologie existent plusieurs échantillons semblables : deux de la collection MUNIER-CHALMAS — l'un sans indication, l'autre avec la mention « Tarascon. Crétacé supérieur, calcaire à Miliolites » — et un de la collection BRONGNIART portant seulement le numéro G. 46.326. Dans le catalogue de l'année 1846, le numéro 326 correspond à « calcaire encrinitique », mais, dans le haut de la même page, d'autres numéros sont accompagnés de la mention « calcaire carbonifère de Belgique ». La lecture rapide de cette page fut évidemment à l'origine de eet imbroglio !

Des échantillons en tous points semblables (voir Mme LEMOINE, 1925, pl. 1, fig. 3 et 4) existent dans les collections de l'Ecole supérieure des Mines. Ils furent recueillis par L. CAREZ à l'E de Bedeilhac (Ariège), non loin de Tarascon-sur-Ariège, dans l'Aptien, et signalés par lui sous le nom de *Lithothamnium sp.* (1906, p. 2.143).

L'échantillon-type, actuellement conservé au Laboratoire de cryptogamie du Museum national d'Histoire naturelle avec toute la collection E. Bornet, avait été remis à E. Bornet par Munier-Chalmas. Il était accompagné d'une étiquette *Lithothamnium marmoreum* et d'une plaque mince. E. Bornet envoya à M. Foslie l'échantillon et la plaque mince ; or, M. Foslie constata que cette plaque mince était foncièrement différente de celle qu'il fit faire lui-même dans l'échantillon. Il attribua le nouveau nom de *belgicum* à l'échantillon et laissa à la plaque mince de Munier-Chalmas le nom de *L. marmoreum*, nom qui ne semble pas être mentionné dans les travaux de cet auteur. Il s'agit, en fait d'un *Archaeolithothamnium* et sans doute d'une espèce nummulitique.

Désignation de L. belgicum

L'échantillon étant stérile, M. Foslie, embarrassé par la structure assez spéciale, l'appela *Lithophyllum ?* (1909, p. 4).

La note que Mme Lemoine (1925) fit paraître sur l'origine de cet échantillon attira l'attention de Mlle J. Pfender qui retrouva cette espèce fertile dans la collection Munier-Chalmas de Vimport [1], ainsi que dans ceux de la collection Brongniart, à la suite de quoi elle plaça cette forme dans le genre *Archaeolithothamnium* (1926, p. 19), mais malheureusement sans donner ni description, ni figure de ces sporanges.

Depuis, D. Andrusov (1938, p. 14, pl. IV, fig. 2) a décrit dans l'Urgonien des Carpathes occidentales — blocs de calcaires urgoniens dans un conglomérat à Hrabové, vallée de Váh, et calcaires urgoniens de petites klippes dans les marnes albiennes près de la gare de Hrabové — des échantillons qu'il attribue à *A. belgicum*.

La figure qu'il donne montre une rangée de sporanges au sein d'un tissu épais, disposition différente des nombreuses observations de J. Emberger. Nous discuterons plus loin ce qu'il faut penser de cette espèce tchécoslovaque.

Aspect

Dans les échantillons provenant de l'Ariège les massifs de cette espèce, fossilisés dans leur station d'origine, sont englobés dans des sédiments gris dans lesquels les branches sont brisées en fragments de 2 à 9 mm de long — jusqu'à 1,5 cm (éch. Carez).

L'échantillon-type a actuellement 3 × 4 cm et 1 cm de haut. Les branches sont cylindriques ou légèrement comprimées, ramifiées, souvent coalescentes. Leur diamètre, à l'aspect extérieur, est de 1 à 1,5 mm, plus rarement 2 mm. En plaque mince, il est de 1 à 1,650 mm et jusqu'à presque 2 mm (Arudy), (celui des échantillons des collections Brongniart et Munier-Chalmas, 1 mm).

Dans le Sud-Ouest (Landes, Basses-Pyrénées) l'espèce n'est observée qu'à l'état de débris, mélangés aux autres espèces ; il en est de même dans l'Aude. Cependant nous avons trouvé dans la collection F. Daguin de la Faculté des Sciences de Bordeaux un échantillon, étiqueté « Pont de Vimport, Landes », constitué dans son entier par un gros buisson de cette algue. Cet échantillon mesure 13 cm × 17 cm sur 4 cm de haut. Les branches, à peine brisées — certaines pouvant être suivies sur 3 cm — sont abondamment ramifiées et paraissent toutes converger vers une base étroite. (Pl. I, fig. 1.)

Les relevés des diamètres des branches sont à Vimport de 500-750 μ, en Algérie : 525 μ, en Espagne : 440-700 μ jusqu'à 1 mm. La seule indication d'un diamètre atteignant ou dépassant 2 mm est la description des échantillons des Carpathes étudiés par D. Andrusov, mais il nous semble que ces branches n'appartiennent pas à *A. belgicum*.

Reproduction asexuée

La découverte de sporanges bien conservés dans cette espèce, le plus souvent stérile, par J. Emberger dans une plaque mince d'un calcaire de l'Aptien supérieur de la région d'Arudy (B.-P.), puis celle des mêmes organes dans des échantillons de l'Aude, ont levé définitivement l'incertitude qui planait sur la reproduction de cette espèce. Cette découverte a, en effet, permis d'interpréter les ébauches et emplacements de sporanges visibles sur des plaques minces de la collection Brongniart ; tous les autres fragments observés dans les anciennes collections étant stériles.

---

(1) Les sporanges n'ont pu être observés dans les plaques minces d'Orthez de la collection Munier-Chalmas.

En signalant l'existence de sporanges dans cette espèce, J. PFENDER (1926, p. 19) n'avait dit que ceci : « ...sporanges alignés comme dans *A. amphiroaeforme...* » — ces derniers sont en effet, groupés, en petit nombre, en sores, dans le périthalle et paraissent, effectivement, du même type.

Mais en l'absence de plus ample description cette phrase laissait planer un doute et c'est ainsi que D. ANDRUSOV décrivit, sous le nom de *A. belgicum*, une espèce avec une vingtaine de sporanges au milieu d'une grande épaisseur de tissu.

Certaines branches figurées dans les plaques minces des calcaires de la carrière Navaillès à Arudy montrent dans leur périthalle l'emplacement des groupes de sporanges — ou sores —, situés à une petite distance de la surface. Ces sores correspondent à 5 ou 6 sporanges. L'un d'eux, très net, avec sa paroi conservée, et, semble-t-il, une cloison transversale délimitant une des spores. Il mesure 100-125 μ × 60-70 μ (pl. I, fig 2). Quelques sores montrent les cols des sporanges par lesquels ont été expulsés les spores (pl. II, fig. 1).

Dans une branche fertile d'un autre échantillon, provenant de la région de Quillan, Aude (J.-P. GELARD, plaque A. 27), nous avons observé un sore de 350 μ de diamètre qui devait réunir 3 sporanges dont deux ont encore leur paroi. L'un mesure 65 × 52 μ, l'autre 125 × 65 μ et possède une cloison qui sépare une spore de 35 × 65 μ. Une autre section, mais de conservation défectueuse, montre des apparences de sporanges de 100-120 (135) μ × 55 μ et davantage.

A la suite de ce que l'on observe dans ces deux exemples, on peut dire que l'on est vraisemblablement ici *en présence de tétrasporanges septés* comme ceux qui sont de règle dans les Corallinacées.

A la faveur de ces observations, il est maintenant loisible d'interpréter certains détails structuraux dans deux plaques minces de la collection BRONGNIART (G. 46.326 A et C). Ainsi, les espaces vides de 100 à 360 μ de diamètre et 100 à 150 μ de haut, séparés de la surface par 100 à 200 μ de tissu, seraient des sores (plaque C). Dans la plaque A, les deux cavités voisines, séparées l'une de l'autre par 2 files de tissu, représenteraient vraisemblablement des sporanges, l'un d'eux ayant encore une petite partie de sa paroi conservée. Dans leur état actuel, ils ont une forme de gourde — l'un 105 × 65 μ, l'autre 120 × 85-90 μ — prolongée par un col de 35 × 30 μ.

En résumé : On observe dans le périthalle des emplacements de forme irrégulière, de contour déchiqueté dont quelques-uns ont montré des sporanges.

En l'absence de sporanges le contour des cavités sporangiales reste indiqué en haut et en bas ainsi que, quelquefois, le canal de sortie des spores.

Le diamètre variable des sores correspond au nombre des sporanges ainsi groupés. Par la croissance du périthalle les sores se trouvent à des distances variables de la surface et il arrive que deux sores soient superposés.

Les sporanges restent quelquefois isolés et, dans deux cas, nous avons observé des sporanges nombreux, plus ou moins serrés, alignés, sans apparence de sore. (Pl. II, fig. 2.)

Reproduction sexuée

La reproduction sexuée n'a pas été signalée. Cependant certaines plaques minces ont montré des cavités closes de forme très régulière rappelant les conceptacles.

Ainsi dans une lame mince (G 46.326 A) de la collection BRONGNIART, une coupe montre une cavité triangulaire de 190 μ de diamètre, de 70 μ de haut qui ressemble à un *conceptacle mâle.* Au-dessus de cette cavité les files de tissu se rejoignent dans l'axe du « conceptacle », cet emplacement ayant pu être celui du canal de sortie des spermaties.

Deux autres cavités de plus grandes dimensions existent dans deux plaques minces de Vimport (J. EMBERGER). Dans l'une (6 001 a), le diamètre est de 600 μ, la hauteur 270 μ ; le plancher est formé par une rangée de petites cellules carrées, disposées très régulièrement, de 7-12 × 6-13 μ ; dans la cavité persistent quelques traces qui sont peut-être des traces de spores. Le toit de ce « conceptacle » est recouvert par des files analogues à celles de

l'hypothalle, surmonté d'un périthalle, d'une épaisseur totale de 100 μ. Dans la seconde (6 001 b), la cavité de même diamètre, plus haute, 600 μ × 370 μ, est plus intéressante encore car elle est remplie de spores, les unes très serrées, recouvrant tout le plancher, les autres libres au-dessus d'elles. Une des parois latérales de la cavité, bien conservée, est formée de la même façon que la précédente ; l'épaisseur de 100 μ à la base va en s'amincissant vers le toit qui est en partie disparu. Les spores mesurent 90 à 130 μ × 40-100 μ, environ. (Pl. II, fig. 3.)

Structure

a) *Branches.*

Les branches sont formées en majeure partie par le tissu médullaire entouré par un manchon de périthalle. Ces deux tissus ont un aspect très différent.

En coupe longitudinale (Mme LEMOINE, 1925, fig.-texte 2, pl. I, fig. 5) le tissu médullaire est homogène. Il est formé de files verticales très étroites à parois très fines, qui, dans les coupes mal orientées, paraissent entremêlées. En bonne orientation, elles sont plus régulières, mais toujours flexueuses (pl. III, fig. 2). Les cellules mesurent 20-30 (35) μ de long avec une largeur de 4-10 μ dans l'axe et de 12-20 μ à la périphérie (cette largeur variant, d'autre part, dans une même file). Les files, verticales au centre, se dirigent obliquement vers le périthalle, le passage étant brusque, à angle droit.

La plupart des coupes de l'hypothalle ne montrent pas de stries d'accroissement. Cependant elles existent dans celui de certaines branches (pl. III, fig. 1). Dans une branche de 1 mm de diamètre (plaque 46.326 A, collection BRONGNIART) ces stries, toujours peu marquées, ont un tracé capricieux. La strie, correspondant à une période d'arrêt de croissance, les cellules forment une rangée irrégulière de cellules de 10 à 20 μ ou 35 à 40 μ de long. Certaines cellules, au-dessus ou au dessous, pouvant atteindre 45 μ, il y a alors perturbation dans l'aspect du tissu.

Le périthalle a une épaisseur variant de 120 à 400 μ, jusqu'à 600 μ. Il est souvent érodé par la fossilisation. Ses cellules sont disposées en rangées de 15 à 45 μ de haut, le plus souvent de 15 à 25 μ ou 15 à 30 μ seulement. Les cloisons séparant les rangées sont minces, continues et régulières, jamais obliques ainsi qu'elle le sont quelquefois dans *Arch. amphiroaeforme* du Crétacé inférieur. La largeur varie de 5-15 (18) μ × 7-15 (18-20) μ. A la partie supérieure, les cellules diminuent de hauteur, elles ne dépassent pas alors 10-15 (18) μ.

En coupe transversale, les rangées concentriques du périthalle mesurent 25-30 (40) μ. Enfin, des tissus de soudure se forment souvent entre les branches coalescentes.

b) *Thalle.*

Fréquemment de jeunes thalles se développent sur les branches et gagnent les branches voisines. Leur hypothalle, d'une épaisseur de 50 à 150 μ, est formé de files assez entremêlées, la plupart très étroites, toutes à parois très minces. La longueur des cellules se mesure difficilement, les cloisons transversales étant peu visibles. Ces cellules mesurent environ 15 à 35 μ × 3-9 (12) μ (pl. IV, fig. 1).

Le périthalle est formé de rangées de cellules. Celles-ci, suivant l'épaisseur du tissu ou l'âge du thalle, ont 10 à 40 μ de haut, leur largeur étant de 8-15 (20) μ.

Position générique de l'espèce

Le tissu médullaire, composé uniquement de files cellulaires, non disposées en rangées, diffère totalement, par ce caractère structural, de celui toujours formé de rangées, qui caractérise le genre *Archaeolithothamnium.*

L'hypothalle basilaire de la croûte a les mêmes caractères que le tissu médullaire des branches, ce dernier pouvant être désigné sous le nom d'hypothalle médullaire. Au contraire, dans *Archaeolithothamnium*, le tissu des branches, en rangées, ne rappelle pas l'hypothalle basilaire qui est toujours formé de files rampantes.

Les sporanges sont groupés en sores dispersés dans la partie supérieure du périthalle.

Il s'ensuit que l'espèce nommée primitivement *Lithophyllum ? belgicum* par M. FOSLIE, puis *Archaeolithothamnium belgicum* [1] par J. PFENDER ne ressemble ni à l'un ni à l'autre de ces genres et, pour cette raison, nous proposons de la placer dans un nouveau genre.

Jusqu'ici elle est la seule espèce, donc le type de ce nouveau genre, dont les caractères sont les suivants :

— Massifs de branches dressées, fines, s'élevant d'une croûte de base ;

— Hypothalle basilaire formé de files rampantes surmonté d'un périthalle formé de rangées ;

— Hypothalle médullaire formé de files étroites flexueuses, à parois minces, dont les cellules ne se disposent jamais en rangées, sauf de façon exceptionnelle — stade de repos végétatif avec formation de légères stries d'accroissement ;

— Périthalle des branches et de la croûte, identique, formé de rangées de cellules séparées par des cloisons minces et continues ;

— Sporanges formées dans des régions du périthalle, groupés en petit nombre, en sores ; chaque sporange émettant individuellement ses spores par un canal.

Genre : Kymalithon [2] nov. gen.

Espèce-type : Lithophyllum ? belgicum Foslie.

Répartition statigraphique : Essentiellement dans les formations terminales de l'Aptien supérieur — où il se trouve seul ou associé à *A. rude, A. amphiroaeforme, Agardhiellopsis cretacea*, mais peut monter jusque dans l'Albien.

Distribution géographique : Aude, Ariège, Basses-Pyrénées, Landes, NW de l'Espagne (Navarre, Guipuzcoa, Alava), Algérie, Syrie.

Position stratigraphique et âge

Ce nouveau genre est fréquent dans le faciès à Mélobésiées situés au sommet des bancs de calcaires à Rudistes qui, dans la partie méridionale du bassin d'Aquitaine, jusque dans l'Aude, constituent les assises terminales de l'Aptien. Il y est généralement associé à *Archaeolithothamnium rude* Lemoine, *Arch. amphiroaeforme* (Rothpletz) Pfender, *Agardhiellopsis cretacea* Lem.

L'âge de ce faciès [3], était et est encore considéré par de nombreux géologues comme aptien supérieur. Mais, depuis quelques années, cet âge est sujet à controverse. Cela, à la suite, semble-t-il, de la note que J. CUVILLIER [4] présenta au XIXe Congrès géol. intern. Pour lui, en effet, le niveau à Mélobésiées définissait la base de l'Albien et il écrivait (p. 129) : « ... vers l'extrême base de l'Albien, dans des calcaires récifaux où l'on trouve des Rudistes, *Horiopleura lamberti, Polyconites verneuili*, avec des Orbitolines (*O. conoïdea-discoïdea*) et des débris de Polypiers, il faut noter la présence d'accumulations parfois considérables d'algues Mélobésiées où l'on reconnaît avec *Archaeolithothamnium rude, Lithothamnium amphiroaeformis*. Ces formes très particulières du faciès de Vimport (à Tercis)... ». Ces lignes n'étaient malheureusement accompagnées d'aucun commentaire — stratigraphique ou paléon-

---

(1) Quant à l'espèce des Carpathes, décrite par D. ANDRUSOV (1939) sous le nom de *A. belgicum* Pfender, elle n'appartient pas à la même espèce : le diamètre des branches — 5 à 8 mm — est très supérieur à celui de *belgicum ;* les sporanges, au lieu d'être groupés en sores près de la surface, sont nombreux au sein du tissu et ordonnés en rangées dans lesquelles certains sont coalescents.

(2) Du mot grec κυμα (onde, flot). Ce mot rappelant l'aspect flexueux, ondulé, des files hypothaliennes.

(3) Ce faciès à Mélobésiées est aussi appelé « faciès de Vimport ».

(4) A la suite d'études paléontologiques sur des faunes provenant d'une coupe du crétacé du Bakonyer Wald, H. DOUVILLÉ (*C.R. som. S.G.F.*, 1933, p. 117-118) pensait déjà que l'on devrait placer dans l'Albien les couches à Rudistes, en particulier celles de Vimport. Il établissait cela en comparant ce Crétacé inférieur de Hongrie avec celui qu'il venait d'étudier au Pic de Rébénacq (*B.S.G.F.*, (5), III, p. 281-320, 6 pl., 1 carte). Mais dans la datation de la série aptienne de ce lieu, nous lisons qu'il place les couches à *Parahoplites deshayesi* et *Douvilleiceras martini* dans le Gargasien, étant ainsi conduit à faire de l'Albien les calcaires à *Toucasia* qui les surmontent. Or, ces deux Ammonites, et essentiellement *P. deshayesi*, servent à définir la zone I de W. KILIAN et de Ch. JACOB, c'est-à-dire le Bédoulien ! Les calcaires à *Toucasia* ne peuvent donc être placés dans l'Albien. Ils ont tout au plus un âge gargasien.

Ces calcaires ne peuvent être, d'autre part, mis en corrélation avec ceux de Vimport car :

1° Ils ont une faune et un faciès entièrement différents ;

2° Ils sont stratigraphiquement situés beaucoup plus bas. Ils ne sont rien d'autre que les calcaires à « Rudistes noirs » qui surmontent toujours dans ces régions les marnes à *P. deshayesi* (voir plus loin coupe d'Arudy).

tologique — permettant de savoir ce qui avait conduit J. CUVILLIER à rajeunir l'âge de ce faciès.

Cette hypothèse fut, par la suite, reprise et développée par A. POIGNANT dans différentes notes et dans sa thèse. Il se basait essentiellement : — sur la distribution des faunes de Rudistes (disparition des *Toucasia* et apparition d'*Horiopleura lamberti*) ; — sur la présence et la répartition des Mélobésiées (« ... apparition des Mélobésiées, avec toutefois présence, un peu plus bas, de formes encroûtantes, mais l'abondance de formes libres ne se manifeste qu'à partir de cette zone... », c'est-à-dire le niveau à *Horiopleura lamberti*.)

Au sujet des critères proposés par A. POIGNANT nous dirons seulement :

1° Qu'il nous semble absolument impossible d'établir une zonation des Rudistes dans la région qu'il a étudiée, les affleurements étant réduits et peu visibles — généralement des carrières abandonnées depuis longtemps — et plus ou moins tectonisés, donc dans des positions souvent aberrantes ;

2° Que le genre *Toucasia* (1) qui débute au Barrémien se poursuit jusque dans le Cénomanien et que seul *Pseudotoucasia* est semble-t-il essentiellement aptien ;

3° Que les espèces des différents genres cités, *Polyconites, Pseudotoucasia, Horiopleura*, sont, dans la plupart des cas, plus ou moins associées les unes aux autres et toujours dans un même faciès de type récifal ou para-récifal. Or, dans la datation d'un faciès néritique ce n'est pas une espèce qui compte, mais une association faunistique ;

4° Qu'il est illusoire de vouloir établir une zonation avec les Mélobésiées suivant qu'elles sont ramifiées ou encroûtantes. En effet, les formes ramifiées se trouvent aussi bien dans les niveaux à Rudistes, qu'au-dessus de ceux-ci et la seule forme encroûtante, *Arch. rude*, leur est toujours associée quelle que soit leur position ! La présence de branches plus ou moins entières et d'autres finement morcelées n'étant que le reflet du milieu de sédimentation, tantôt calme, tantôt agité.

Pour définir de nouveau l'âge exact de cette association de Rudistes et, par suite, celui du faciès à Mélobésiées, nous avons relevé la position de ces Rudistes dans une série d'affleurements situés sur la bordure septentrionale des Pyrénées, de l'Aude à la région de Santander. Le point de départ de cette étude se trouve dans le massif de la Clape (Aude) où, justement, ces Rudistes, étant associés à des Ammonites, peuvent être datés avec certitude. Ainsi :

— Dans le massif de la Clape (région de Narbonne), selon W. KILIAN, sur les marnes à *Parahoplites furcatus* (Sow.) — Bédoulien — reposent des calcaires à Rudistes et Orbitolines (= « niveau supérieur de la Clape et d'Armissan »). Cette série a livré *Polyconites verneuili* Bayle, *Toucasia seunesi* Douv., ... associés à *Douvilleiceras tschernyschewi* Sinz., *Paraholites* cf. *campichei* Pict. et Ren., *Cheloniceras cornueli* (d'Orb), ainsi que des Archaeolithothaminées. Les Ammonites confèrent à ces calcaires un âge aptien supérieur et W. KILIAN terminait son étude en spécifiant bien que « l'horizon de Clansayes est nettement supérieur aux couches à *Polyconites...* et en est séparé par des marnes qui peuvent appartenir encore au Gargasien » ;

— Dans le massif de Fontfroide (Aude), d'après M. GOTTIS, sur les calcaires à *Dorocidaris pyrenaïca* Cotteau et *Horiopleura lamberti* Mun.-Chalm., repose une puissante série où alternent des marnes, des calcaires marneux et des calcaires bréchoïdes à Rudistes et Orbitolines : *Salenia prestensis* Desor, *Polyconites verneuili* Bayle, *Toucasia seunesi* Douv., *Horiopleura lamberti* Mun.-Chalm., et *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* (Rothpl.) Pfender Cette série est recouverte par un Albien inférieur calcaréo-gréseux ;

— Dans la coupe de la route de Cucugnan à Maury (Aude), les calcaires à Rudistes (*Toucasia* sp.), *Barroisia bertrandi* Douv., *Archaeolithothamnium rude* Lem. sont recouverts par la dalle de condensation à Ammonites, en particulier *Hypacanthoplites milleti* (d'Orb.), de l'horizon de Clansayes ;

— Dans les gorges de Saint-Antoine-de-Galamus (P.-O.), ces mêmes calcaires à Rudistes (*H. lamberti* Mun.-Chalm.), *Barrisia bertrandi* Douv., *Dorocidaris pyrenaïca* Cot., sont surmontés, d'après M. GOTTIS,

(1) S'il est effectif que le genre *Toucasia* n'est vraiment bien représenté que dans la série de base de l'Aptien supérieur, en particulier dans la première barre calcaire située sur les marnes à *P. deshayesi*, où sa fréquence fait que cette formation est souvent appelée calcaires à « Rudistes noirs », il n'en existe pas moins dans la partie terminale de l'Aptien supérieur où il a été signalé en beaucoup de localités, mais uniquement sous la forme *Toucasia* sp. indét.

par des marnes noires à *Hypacanthoplites milleti* (d'Orb.) ;

— Dans le bassin de Tarascon-sur-Ariège, à Bedeilhac, CAREZ définit, d'après ROUSSEL, l'Aptien comme étant constitué par un « calcaire puissant à *Toucasia santanderensis* ». Ces calcaires contiennent d'autre part des Mélobésiées (*Kymalithon belgicum* nov. gen.). L'Albien serait, quant à lui, représenté par des marnes noires schisteuses ;

— A Arudy (B.-P.) et dans sa région, sur les marnes bédouliennes à *Parahoplites deshayesi* (Leym.), = marnes de Sainte-Suzanne, reposent successivement : des calcaires dits à « Rudistes noirs » (*Toucasia* sp.) et Orbitolines ; puis des marnes, = marnes d'Izeste, avec interstratification de gros récifs en «coupole » à Polypiers ; vient au-dessus une puissante série de calcaires construits, d'abord à Rudistes (*Praeradiolites* sp.), puis à Polypiers et se terminant par des calcaires légèrement dolomitiques à débris, Orbitolines, Algues calcaires : (*Arch. rude* Lem., *Arch. amphiroaeforme* (Rothpletz) Pfender, *Kymalithon belgicum* nov. gen., *Agardhiellopsis cretacea* Lem.) ; enfin, des calcaires en bancs à abondants *Arch. amphiroaeforme* (Rothpl.) Pfender, *Kymalithon belgicum* nov. gen., *Agardh. cretacea Lem.*, et *Polyconites verneuili* Bayle ;

— A Vimport (Landes), selon F. DAGUIN, l'Aptien serait constitué de la façon suivante : « ... La formation principale est un ensemble de calcaires durs, bleuâtres, cristallins, parfois remplis d'Algues calcaires du groupe des Mélobésiées. C'est le niveau inférieur. ... Les bancs sont épais séparés par des intercalations marneuses où on trouvait en abondance des Brachiopodes, débris d'Oursins et Rudistes. C'est le Récif à *Horiopleura lamberti* et *Polyconites verneuili.*

« Au-dessus est un niveau de calcaires sableux, assez riches en Foraminifères plus pauvre en Algues. »

La faune très riche a fourni entre autres : des Orbitolines, *Barroisia bertrandi* Douv., *Dorocidaris pyrenaïca* Cot., des Polypiers et surtout des Rudistes : *Horiopleura lamberti* Mun.-Chalm., *Toucasia* sp., *Polyconites verneuili* Bayle, *Praeradiolites cantabricus* (Douv.) ; d'abondantes algues calcaires : *Arch. rude* Lem., *Arch. amphiroaeforme* (Rothpl.) Pfender, *Kymalithon belgicum* nov. gen., *Agardh. cretacea* Lem. ;

— Dans la région de Santander, L. MENGAUD nous a appris que l'Aptien supérieur, reposant sur les marnes à *Parahoplites deshayesi* (Leym.) et *Saynella Desmoceras rarisultaca* (Leym.), est constitué par une masse de calcaires zoogènes — c'est son « niveau principal à Rudistes et dolomies calaminifères » — desquels il cite : *Pseudotoucasia santanderensis* (Douv.), *Ps. seunesi* (Douv.), *Polyconites verneuili* Bayle, *Praeradiolites cantabricus* (Douv.), *Horiopleura lamberti* Mun.-Chalm., *Barroisia bertrandi* Douv., *Dorocidaris pyrenaïca* Cot. et *Archaeolithothamnium* sp.

C'est bien au-dessus, après un niveau marneux et une nouvelle passée calcaire à *Ps. santanderensis* et *Pol. verneuili*, que reposent — parfois en légère discordance — une série marneuse détritique par laquelle débuterait l'Albien.

Il en est de même en Afrique du Nord où *Polyconites verneuili* et *Pseudotoucasia santanderensis* ont été cités par, entre autres, J. BLAYAC (Hautes plaines constantinoises), R. LAFFITTE (Aurès), L. PERVINQUIÈRE (Tunisie centrale) dans l'Aptien supérieur et toujours à un niveau inférieur à l'horizon de Clansayes.

Dans les Aurès, à Iguelfène, le calcaire à *Archaeolithothamnium rude* est interstratifié entre deux niveaux à *Polyconites verneuili.*

Conclusion

De ces différentes coupes, il ressort bien que les calcaires à *Polyconites verneuili*, *Pseudotoucasia santanderensis*, *Ps. seunesi*, *Horiopleura lamberti*, *Praeradiolites cantabricus* ne peuvent être attribués à l'Albien. Leur âge, aptien supérieur (gargasien élevé), est confirmé par la présence dans ces niveaux d'Ammonites de cette époque (la Clape) et par leur position stratigraphique, sous l'horizon de Clansayes.

Par suite, les Rhodophycées — *Arch. rude*, *Arch. amphiroaeforme*, *Kymalithon belgicum*, *Agardh. cretacea* — qui sont associées aux Rudistes ont elles aussi un âge aptien supérieur et, cela, qu'elles soient isolées ou que, par leur abondance, elles définissent un faciès, tel le faciès de Vimport. Etant bien entendu que certaines peuvent monter jusque dans l'Albien.

Gisements

ARIEGE.

— Bedeilhac, W de Tarascon-sur-Ariège ; Aptien : L. CAREZ, 1906, p. 2.143, « *Lithothamnium* sp. » ; coll. CAREZ, n° 8.079, Ecole sup. Mines (voir : Mme LEMOINE, 1925, pl. I, fig. 4 — aspect extérieur — fig.-texte 3 — périthalle).

— Bedeilhac, devant la grotte ; Urgo-Aptien : coll. G. VIDAL, Labo. géol. Fac. Sc. Montpellier (cité *in* : Mme LEMOINE, 1939, p. 47).

— Bedeilhac, devant la grotte ; Aptien : J. EMBERGER, plaque mince n° 5.188.

— Tarascon ; « calcaire à Miliolites, Crétacé sup. » : coll. MUNIER-CHALMAS, Fac. Sc. Paris, (Mme LEMOINE, 1925, p. 6 ; J. PFENDER, 1926, p. 18).

— Tarascon ? : coll. BRONGNIART, 1846, Labo. géol. Sorbonne (Mme LEMOINE, 1925, pl. I, fig. 5 — structure d'une branche).

— Tarascon ? : Coll. MUNIER-CHALMAS *in* : Coll. E. BORNET, Labo. cryptogamie, Museum nat. Hist. nat. Paris — échantillon-type (Mme LEMOINE, 1925, pl. I, fig. 3 — aspect extérieur — fig.-texte 2 — structure).

AUDE

— Chaîne de Fontfroide, Mourel Redon ; Albien supérieur : Serge DESCOTTES, plaque mince n° 95 — coupes transversales.

— Route de Cucugnan à Maury : Michel FAUZAN, 1965.

— Route de Cucugnan à Maury ; Aptien supérieur, sous la dalle de condensation du Clansayesien : J. EMBERGER, plaque mince n° 7.277.

— Région de Quillan :

— NE de Quillan, ferme Lespinet ; Aptien supérieur : J.-P. GELARD, 1965, p. 15.

— E de Quillan, W de Saint-Ferriol ; Aptien sup. : J.-P. GELARD, 1965, p. 17.

— E de Sainte-Julia-de-Bec, dalle du Bec ; Albien : J.-P. GELARD, 1965, p. 30.

— E de Saint-Just, sommet de la dalle du Bec ; Albien : J.-P. GELARD.

LANDES

— Vimport, commune de Tercis : dans la gangue des Rudistes : coll. MUNIER-CHALMAS (J. PFENDER, 1926, p. 18).

— Vimport, commune de Tercis ; plaques minces de A. POIGNANT vues par Mme LEMOINE.

— Vimport, commune de Tercis : branches dégagées dans des marnes à Orbitolines ; Aptien sup. : J. EMBERGER, plaque mince n° 2.541 *a*.

— Vimport, commune de Tercis ; bloc de 13 × 7 cm constitué en entier par un buisson dense de rameaux ; Aptien sup. : Coll. F. DAGUIN, Labo. géol. Fac. Sc. Bordeaux, et J. EMBERGER, plaques minces n° 6.001 *a-d*.

— Bénesse-les-Dax ; Aptien sup. : J. EMBERGER, plaque mince n° 6.874.

BASSES-PYRENEES

— Route de Cambo à Espelette et de Saint-Esteben à Meharin, arrondissement de Bayonne : coll. P. VIENNOT (Mme LEMOINE, 1939, p. 47).

— Route d'Hasparren à Saint-Jean-Pied-de-Port, grande carrière 2 km avant Jaxu ; Aptien sup. : J. EMBERGER, plaque mince n° 2.690.

— Orthez, zone à *Horiopleura lamberti ;* Aptien sup. : Coll. MUNIER-CHALMAS, plaques minces nos 4 et 7 — un fragment dans chacune (J. PFENDER, 1926, p. 18).

— Lichanzumendi, arrondissement de Mauléon : plaques minces de A. POIGNANT vues par Mme LEMOIGNE.

— Arudy, carrière Navaillès ; Aptien sup. : J. EMBERGER, plaques minces nos 5.228, 5.231, 5.277, 5.999.

— Arudy, carrière de la Tréfileric ; Aptien sup. : J. EMBERGER, plaque mince n° 6.699.

ESPAGNE

— Guipuzcoa : Route d'Orella à Uztegui, environs de Betelu ; Albien inf. : P. FEUILLÉE, 1966, p. 450 et plaques minces S^1 et S^2.

— Navarre : Zarrans-Echalecu ; Albien — échantillon fertile — P. Feuillée, plaques minces H^5 et H^6.

— Navarre : Ituren ; blocs albiens dans une brèche plus récente : P. Feuillée, plaque mince n° S^{24} bis.

— Alava : Jugo ; Albien ou Cénomanien infér. : P. Feuillée, 1966, p. 450, et plaque mince n° 227.

ALGERIE

— Cherchel, Cap Rouge ; Aptien sup. : L. Glangeaud, 1932, p. 160 « algues calcaires » ; Mme Lemoine, 1939, p. 46.

SYRIE

— N des Alaouites, Gabelli ; Aptien à Orbitolines avec *Pseudolithothaminium album* (syn. *Ethelia alba* (Pf.) Massieux et Denizot, 1962) : J. Pfender, 1936, p. 308.

PLANCHE I

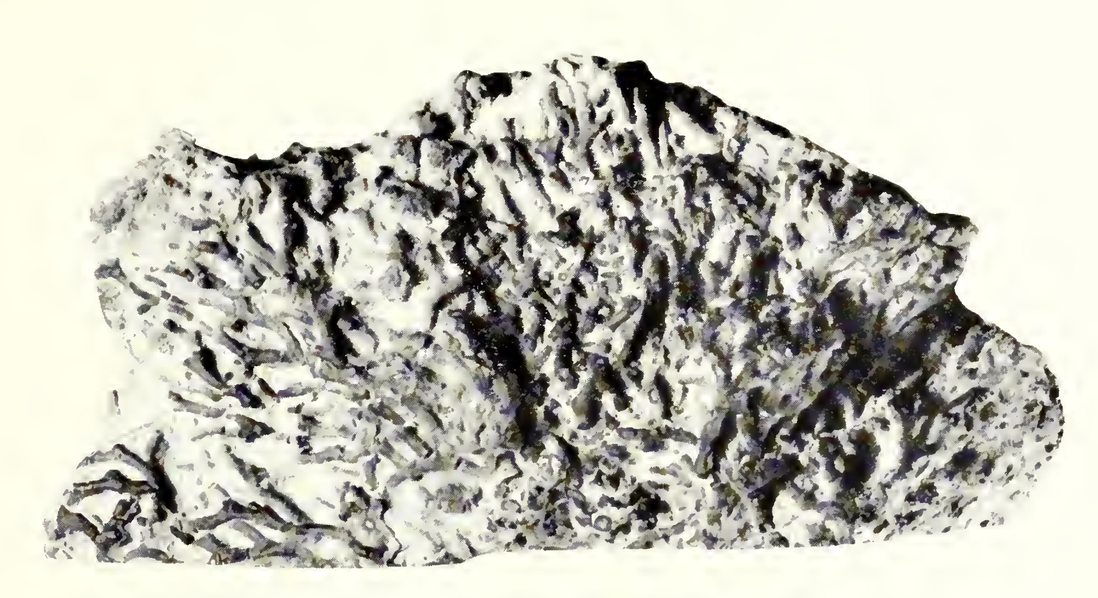


Fig. 1. — *Kymalithon belgicum* n. g. — Aspect général, « Pont de Vimport », coll. Daguin, Labo. Géol. dynamique, Bordeaux. Grandeur nature. (Photo A. Ferragne.)

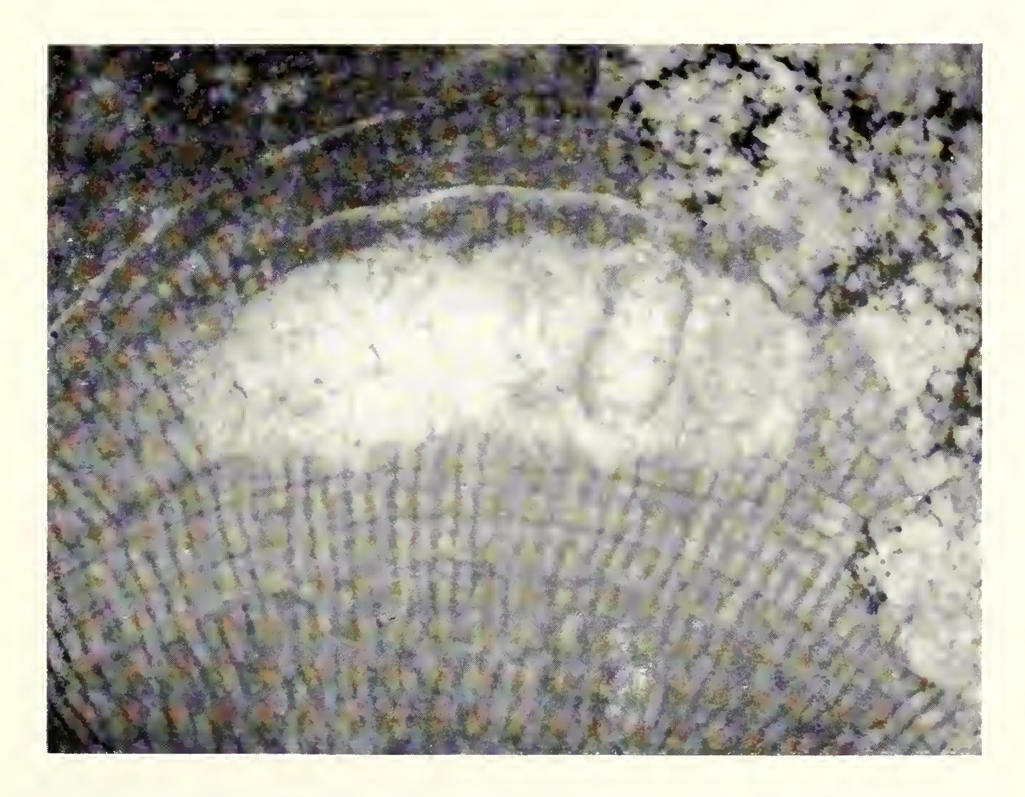


Fig. 2. — *Kymalithon belgicum* n. g. — Coupe transversale. Sore avec sporanges, l'un avec une cloison. X 185. Arudy (B.-P.), carrière Navaillès ; coll. J. Emberger, plaque mince n° 5999 a. (Photo M. Denizot.)

PLANCHE II

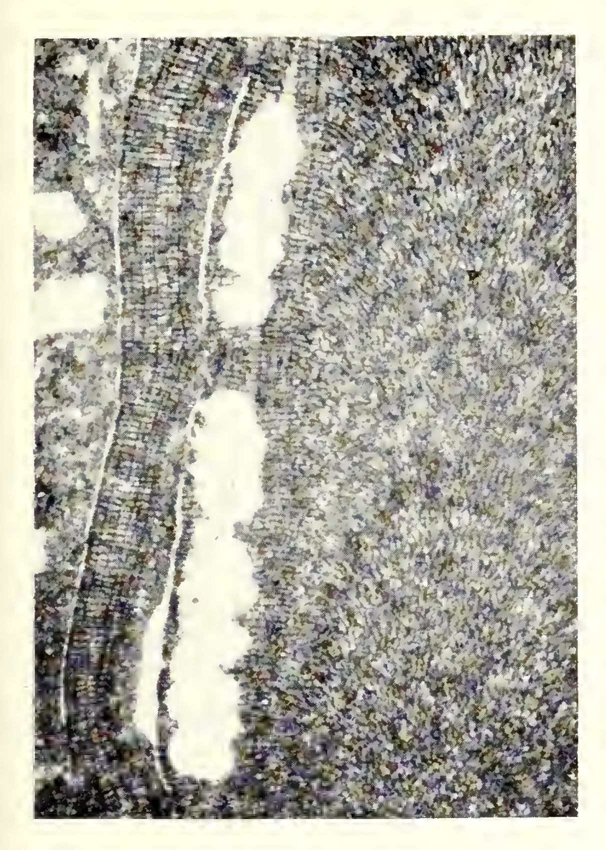


Fig. 1. — *Kymalithon belgicum* n. g. — Sores montrant l'emplacement des sporanges avec leurs cols par lesquels les spores étaient expulsées. X 60. Arudy (B.-P.), carrière Navaillès ; coll. J. Emberger, plaque mince n° 5999. (Photo A. Ferragne.)

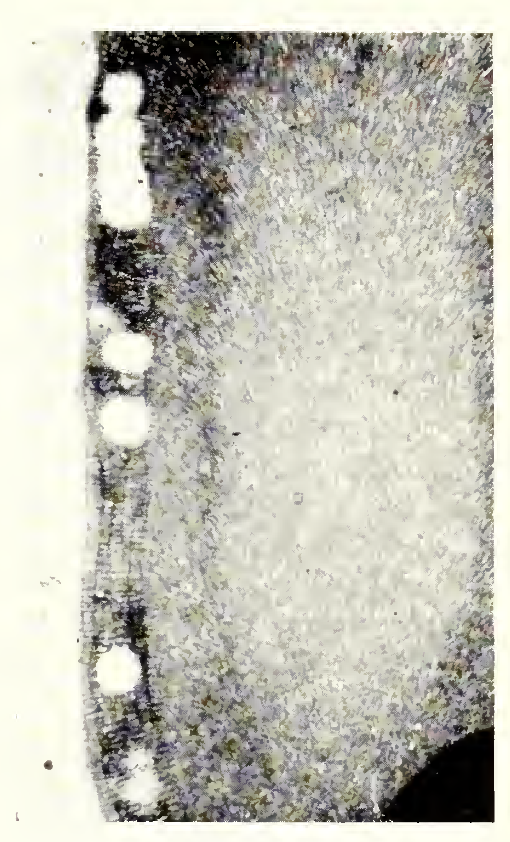


Fig. 2. — *Kymalithon belgicum* n. g. — Sporanges alignés dans le périthalle. X 55. Plaque mince effectuée dans l'échantillon de la coll. F. Daguin. Coll. J. Emberger, n° 6001 b. (Photo A. Ferragne.)



Fig. 3. — *Kymalithon belgicum* n. g. — Conceptacle femelle avec spores. X 185. Plaque mince effectuée dans l'échantillon de la coll. F. Daguin. Coll. J. Emberger, n° 6001 b. (Photo M. Denizot.)

PLANCHE III

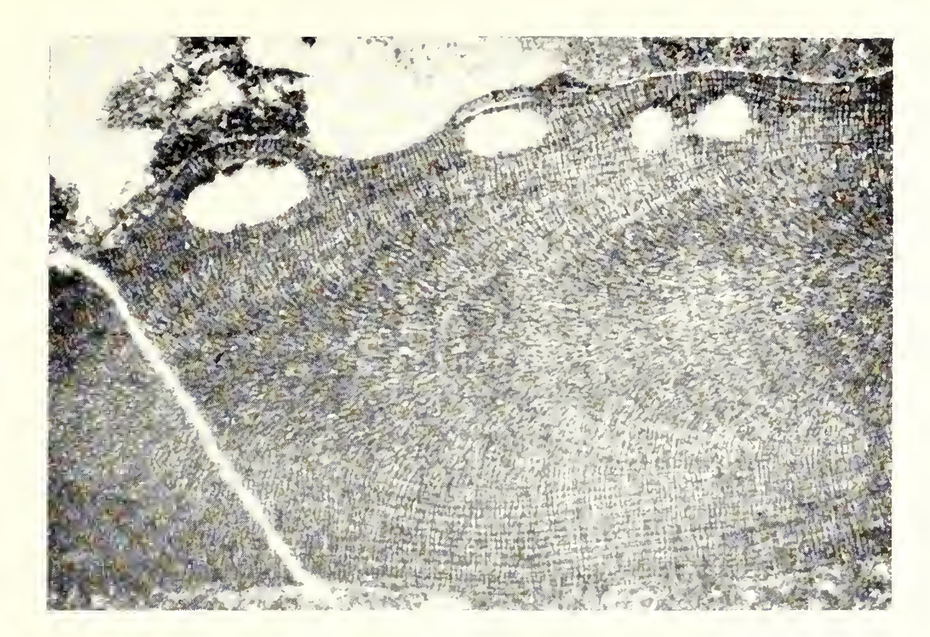


Fig. 1. — *Kymalithon belgicum* n. g. — Coupe longitudinale d'un thalle fertile. Hypothalle medullaire avec stries légères d'accroissement. Dans le périthalle, deux sporanges isolés et deux sores dont l'un présente encore la trace des canaux d'expulsion des spores. X 45. Arudy (B.-P.), carrière Navaillès ; coll. J. Emberger, plaque mince n° 5999. (Photo A. Ferragne.)

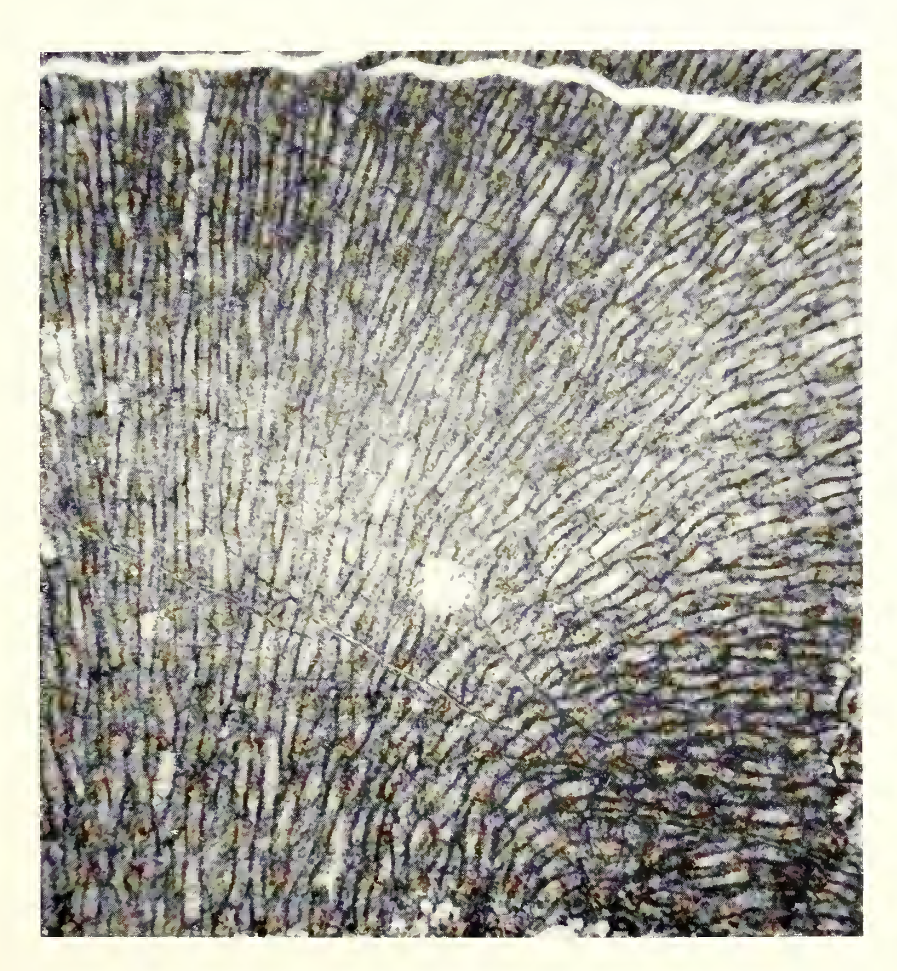


Fig. 2. — « *Lithophyllum belgicum.* » Type de M. Foslie. Coupe longitudinale montrant les files flexueuses et enchevêtrées des cellules de l'hypothalle médullaire. X 185. Plaque mince effectuée par M. Foslie. (Photo M. Denizot.)

PLANCHE IV

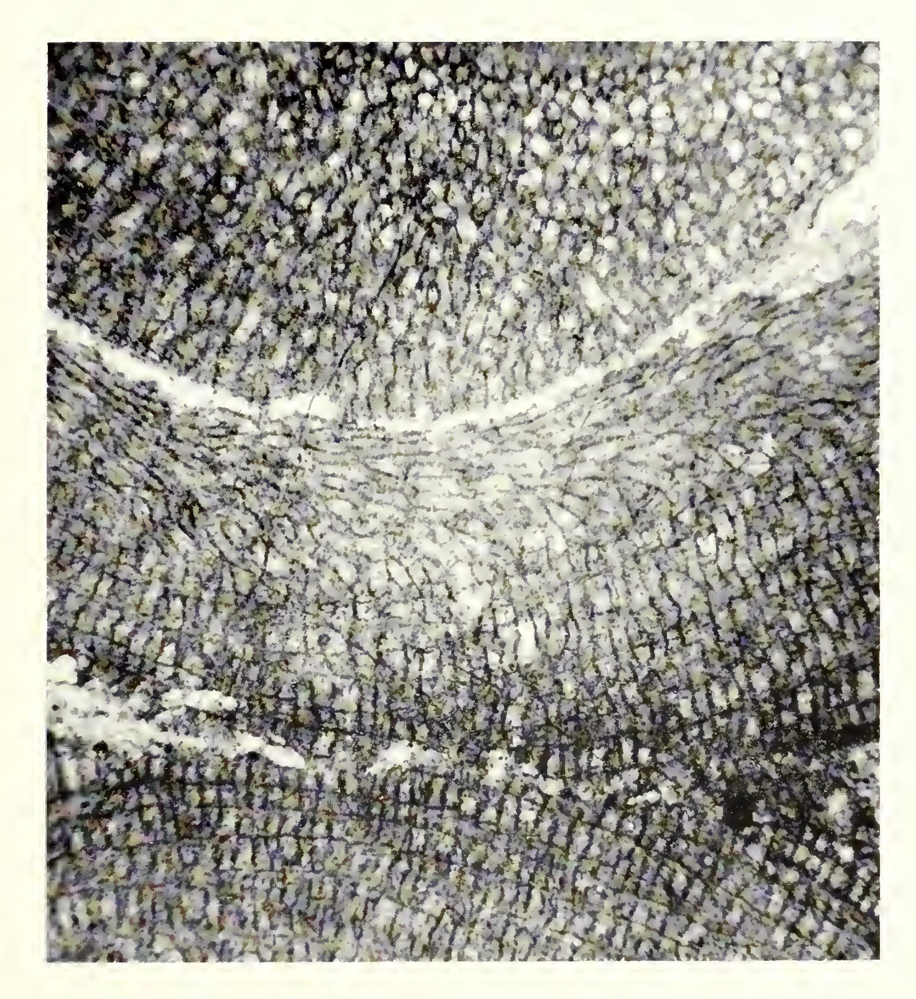


Fig. 1. — « *Lithophyllum belgicum.* » — Type de M. Foslie. — Thalle fixé sur une branche de la même espèce (vue en coupe transversale oblique). Files cellulaires flexueuses de l'hypothalle passant à angle droit au périthalle dont les cellules sont disposées en rangées. Au-dessus du thalle, une autre coupe transversale de la même espèce. X 185. Plaque mince de M. Foslie. (Photo M. Denizot.)

BIBLIOGRAPHIE

ANDRUSOV (D.), 1939. — Rôle des Thallophytes dans dans la constitution des roches sédimentaires des Carpathes orientales. *Vestn. Král. Ceské spol. Nauk, Trida mat.-prír. Rocník*, 1938, Praha, p. 11-32, 6 pl.

ASTRE (G.), 1932. — Les faunes de Pachyodontes de la province catalane entre Sègre et Fraser. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXIV, fasc. 1, p. 31-154, 3 fig., 4 pl.

BARBIER (R.), 1942. — Contribution à l'étude du Crétacé inférieur entre Lez et Salat (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXVII, fasc. 1, p. 75-85, 3 fig.

BLAYAC (J.), 1912. — Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. Thèse, Paris, et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2[e] sér., n° 6, 490 p., 53 fig, 6 pl.

CAREZ (L.), 1906. — La géologie des Pyrénées françaises, fasc. 4, Feuilles de l'Hospitalet, Foix et Pamiers. *Mém. p. serv. explic. Carte géol. France*, p. 1.921-2.679, 8 pl.

CUVILLIER (J.), 1954. — Niveaux repères à Algues calcaires dans la stratigraphie de l'Aquitaine. *XIX[e] Congr. géol. intern.*, Alger 1952. *C.R. sess.*, sect. 13, p. 127-130.

DAGUIN (F.), 1948. — L'Aquitaine occidentale. Hermann & C[ie], édit., Paris, coll. Act. scientif. industr., n° 1.050, 230 p., 29 fig., 14 pl.

DOUVILLÉ (H.), 1888-1889. — Sur quelques Rudistes du terrain crétacé inférieur des Pyrénées. *B.S.G.F.*, (3), XVII, p. 627-653, 18 fig., 2 pl.

DOUVILLÉ (H.), 1914. — Les Songiaires primitifs. *B.S.G.F.*, (4), XIV, p. 397-406, 1 fig., 2 pl.

FAUZAN (M.), 1965. — Contribution à l'étude géologique de la région de Padern-Cucugnan (Aude). Dipl. Et. sup., Paris, exempl. ronéo.

FEUILLÉE (P.), 1966.— Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. Thèse, Dijon.

FOSLIE (M.), 1909. — Remarks on two Lithothamnia. *Det Kong. Norske vid. selskab Skrifter*, 1909, n° 1, 5 p.

GELARD (J.-P.), 1965. — Contribution à l'étude géologique de la région de Quillan. Dipl. Et. sup., Paris, exempl. ronéo.

GLANGEAUD (L.), 1932. — Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Thèse, Paris, et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2[e] sér., n° 8, 599 p., 110 fig., 34 pl.

GOTTIS (M.), 1957. — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse, Montpellier, exempl. ronéo, 4 vol. (Stratigraphie), 577 p., nomb. coupes, 27 pl., et 1 vol. (Tectonique), 219 p., nombr. coupes et cartes.

KILIAN (W.), REBOUL (P.), 1915. — Contribution à l'étude des faunes paléocrétacées du sud-est de la France. — I. La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar (Drôme)... *Mém. p. serv. expl. Carte géol. France*, p. 1-221, 10 fig., 2 tabl.

LAFFITTE (R.), 1939. — Etude géologique de l'Aurès. Thèse, Paris, et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 15, 451 p., 26 fig., 23 pl.-texte, 10 pl. h.-t.

LEMOINE (Mme P.), 1918. — Sur la présence de *Lithophyllum amphiroaeformis* dans l'Albien de Vimport (Landes). *B.S.F.G.*, (4), XVII, p. 280-283, 1917 paru 1918.

LEMOINE (Mme P.), 1925. — Contribution à l'étude des Corallinacées fossiles. — VI. Mélobésiées de l'Aptien et de l'Albien. *B.S.F.G.*, (4), XXV, p. 3-10, 3 fig.-texte, pl. I.

LEMOINE (Mme P.), 1939. — Les algues calcaires fossiles de l'Algérie. *Mat. Carte géol. Algérie*, 1re sér., Paléont., n° 9, 131 p., 80 fig.-texte, 3 pl.

MASSIEUX (Mlle M.), DENIZOT (M.), 1962. — Sur la valeur du genre *Pseudolithothamnium* J. Pfender (Crétacé-Eocène) et son rapprochement avec le genre *Ethelia* Weber van Bosse (algue Floridée, Squamariacée, actuel). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCLIV, p. 2.626-2.628, 2 avril 1962.

MENGAUD (L.), 1920. — Recherches géologiques dans la région cantabrique. Thèse, Paris, 484, p., 87 fig., 18 pl.

PERVINQUIÈRE (L.), 1912. — Etudes de Paléontologie tunisienne. II. — Gastéropodes et Lamellibranches des terrains secondaires. *Carte géol. Tunisie*, 352 p., 17 fig., 23 pl.

PFENDER (Mlle J.), 1926. — Les Mélobésiées dans les calcaires crétacés de la Basse-Provence. *Mém. S.G.F.*, t. III, fasc. 2, mém. n° 6, 32 p., 10 pl.

PFENDER (Mlle J.), 1936. — Sur un organisme constructeur des calcaires crétacés et nummilitiques : *Pseudolithothamnium album* nov. gen., nov. sp. *B.S.G.F.*, (5), VI, p. 303-308, 1 pl. (XIX).

POIGNANT (A.), 1963. — Contribution à une révision du Crétacé inférieur des environs d'Orthez (B.-P.). *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, Colloq. Crétacé inférieur, Lyon 1963, p. 663-667.

POIGNANT (A.), 1963. — Le Crétacé inférieur du Tercis (Landes) (feuille d'Orthez au 80 000e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Collab. 1961, p. 299-310, 4 fig.

POIGNANT (A.), 1965. — Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale. Thèse, Paris, 317 p., 127 fig., 26 pl.

POIGNANT (A.), 1967. — Les Algues du Crétacé inférieur de Tercis (Landes). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCLXIV, p. 1.145-1.147.

ROTHPLETZ (H.), 1891. — Fossile Kalkalgen aus dem Familien der Codiaceen und der Corallinaceen. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesell.*, Bd. XLIII, H. 2, p. 295-322, 4 pl. (XV-XVIII).

TOME 104 — 1967 — Série B - N° 10

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

OBSERVATIONS PALÉOÉCOLOGIQUES SUR LES BRYOZOAIRES DES FORMATIONS CLASSIQUES DU BLAYAIS

Mlle M. LABRACHERIE et Mme J. PRUD'HOMME
Laboratoire de Géologie approfondie
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 10

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 6 MAI 1967

Observations paléoécologiques sur les bryozoaires des formations classiques du Blayais

par Mlle Monique LABRACHERIE et Mme Janine PRUD'HOMME

Laboratoire de Géologie approfondie
Faculté des Sciences de Bordeaux

INTRODUCTION

La géologie du Pays du Blayais a suscité depuis longtemps de nombreuses discussions concernant l'âge à donner aux diverses formations qu'on y rencontre. C'est MATHERON (6) qui, en 1867 fut le premier à définir une stratigraphie des divers affleurements qui se répartissent le long de la rive droite de la Gironde. Parmi les derniers travaux importants effectués dans cette région, il y a lieu de citer plus particulièrement la thèse de FABRE (4) et « L'Aquitaine occidentale » de DAGUIN (3).

Au départ, les données stratigraphiques étaient essentiellement fournies par l'étude des faunes d'Echinides et de Mollusques ; quelques précisions, en outre, étaient données par les grands Foraminifères et les Milioles. Les interprétations énoncées lors du Congrès de stratigraphie du Paléogène (M. VIGNEAUX (8) et livret guide (9), qui s'est déroulé à Bordeaux, ont fait intervenir plus spécialement la microfaune des Foraminifères (M. VEILLON) (7) ; plus récemment O. DUCASSE (1) a apporté grâce à l'étude des Ostracodes une contribution nouvelle à la connaissance micropaléontologique des différentes formations.

STRATIGRAPHIE LOCALE

Les terrains qui affleurent le long de la Gironde dans la région située entre Blaye et Saint-André-de-Cubzac intéressent, du Nord au Sud, l'Eocène moyen pour une faible part mais surtout l'Eocène supérieur et l'Oligocène.

Les variations de faciès que l'on peut observer à l'intérieur des différents étages ont amené les auteurs à distinguer pour chacun d'entre eux un certain nombre de formations locales marines ou lacustres se résumant ainsi :

OLIGOCENE

— Calcaires à Astéries supérieur et inférieur.
— Marnes et calcaires à Anomies.

EOCENE SUPERIEUR

— Calcaire de Saint-Estèphe.
— Argiles à *Ostrea bersonensis.*
— Calcaire lacustre de Plassac.
— Marnes à *Ostrea cucullaris.*
— Calcaire supérieur de Blaye.
— Calcaire inférieur de Blaye.

EOCENE MOYEN

— Niveaux sous-jacents au calcaire inférieur de Blaye : calcaire basal.

Un certain nombre d'affleurements « classiques » de cette région ont récemment été revus (9) tant du point de vue lithologique que micropaléontologique. Pour chacun, les différentes formations qui les composent ont alors été déterminées ([1]).

1. *Carrière de la Citadelle* (Blaye).
— Calcaire inférieur de Blaye (G.A. 10110).
— Calcaire basal (GA. 10102 à GA. 10108).

2. *Carrière de l'Octroi* (Blaye).
— Marnes à *Ostrea cucullaris* (GA. 9739 - GA. 9740).
— Calcaire supérieur de Blaye (GA. 9731 à GA. 9737).

3. *Coupe de Plassac falaise* (Plassac).
— Calcaire supérieur de Blaye (GA. 9788 à GA. 9791 - GA. 4797).

4. *Coupe de la Butte de Pré-Videau* (Blaye).
— Calcaire de Saint-Estèphe (GA. 4793 à 4796).
— Marnes à *Ostrea bersonensis* (GA 4792) ([2]).

Coupes du Bois-de-Barbe (Villeneuve-de-Blaye).

5. *Coupes n° 1.*
— Calcaire de Saint-Estèphe (GA. 221 à GA. 223).
— Marnes à *Ostrea bersonensis* (GA. 215 à GA. 220 ; G.A. 224 à GA. 234).

6. *Coupe n° 2.*
— Marnes à Anomies (?) et calcaire à Astéries (GA. 195 (?) à GA. 199).
— Calcaire de Saint-Estèphe (GA. 181 à GA. 192).

Coupes de Roque-de-Thau (Gauriac).

7. *Coupe n° 2.*
— Marnes à Anomies et calcaire à Astéries (GA. 244 à GA. 248).

8. *Coupe n° 1.*
— Calcaire de Saint-Estèphe (?) (GA. 4746).
— Argiles à *Ostrea bersonensis* (GA. 4738 à GA. 4744).
— Calcaire lacustre de Plassac (GA. 4741 - GA. 4742).

9. *Coupe de Marmisson* (Gauriac).
— Calcaire à Astéries (GA. 4771).
— Calcaire de Saint-Estèphe (GA. 4770 à GA. 4762).
— Argiles à *Ostrea bersonensis* (GA. 4759).

10. *Coupe de Château-Poyanne* (Gauriac).
— Marnes à Anomies et calcaires à Astéries (GA. 4712 à GA. 4758).
— Calcaire de Saint-Estèphe (?) (GA. 4755).

11. *Coupe de la Mayanne* (Gauriac).
— Calcaire à Astéries (GA. 4784).
— Calcaire de Saint-Estèphe (?) (GA. 4776 à GA. 4781).

12. *Coupe de La Reuille* (Bayon).
— Calcaire à Astéries (GA. 4722 à GA. 4734).

Marcamps.
— Calcaire à Astéries (GA. 001).

Coordonnées Lambert III des différents affleurements.

1. x = 363,75	y = 319	5. x = 365,70	y = 313,85	9. x = 366,3	y = 312,15		
2. x = 364,80	y = 317,2	6. x = 365,85	y = 313,85	10. x = 366,7	y = 311,5	Marcamps	
3. x = 364,9	y = 316,2	7. x = 366,20	y = 312,65	11. x = 366,9	y = 311,15	x = 377,2	y = 308,2
4. x = 365	y = 317,1	8. x = 365,9	y = 312,5	12. x = 368,4	y = 309,8		

(1) Les numéros attribués à chaque coupe correspondent à ceux figurés sur la pl. I.

ETUDES PALÉONTOLOGIQUE ET LITHOLOGIQUE

(Planche II)

Les Bryozoaires ont été étudiés dans chaque coupe et les associations définies ont permis de dater les terrains rencontrés et de donner ainsi un âge aux formations nommées par les anciens auteurs dans ces localités classiques.

Dans le tableau I, les différents affleurements ont été scindés par formations, puis ces dernières regroupées dans l'ordre chronologique afin de mettre en évidence les ensembles fauniques qui illustrent la succession stratigraphique des couches sédimentaires du Blayais.

Les faunes différentes, déterminées dans une même formation affleurant en divers points, permettent de souligner des variations écologiques importantes intervenues lors de ces dépôts.

EOCENE MOYEN

Calcaire basal.

Carrière de la Citadelle.

Il est représenté à la carrière de la Citadelle par une formation calcaire surmontée par une couche argilo-sableuse à nombreux débris coquilliers sur laquelle reposent les couches à Echinides du calcaire de Blaye (2).

Les principales espèces caractérisant l'Eocène moyen en Aquitaine s'y retrouvent, cependant les formes cylindriques prédominent et parmi les vinculariiformes certaines espèces ont toujours un aspect plus grêle que celui observé communément. C'est dans les niveaux de base que la faune, répartie essentiellement entre les eschariformes, adéoniformes, vinculariiformes et cellariiformes, est la mieux représentée. Au-dessus, ne se rencontrent plus que de rares fragments de ces colonies associés à des Adéones en très mauvais état de conservation.

EOCENE SUPERIEUR

I. — Calcaire de Blaye inférieur.

Carrière de la Citadelle.

Le calcaire de Blaye inférieur est surmonté par des calcaires graveleux zoogènes à Milioles renfermant de nombreux Echinides et Mollusques. Ces sédiments sont indurés et n'ont permis de recueillir qu'une faune très pauvre. Parmi les rares Bryozoaires présents, presque tous sont adaptés à un mode de vie dans des eaux agitées, probablement dans la zone littorale.

II. — Calcaire de Blaye supérieur.

Carrière de l'Octroi.

La carrière est constituée en grande partie par un calcaire bioclastique à très nombreux Mollusques et Echinides, surmonté par un banc lumachellique puis par des calcaires plus ou moins argileux peu

épais, couronnés par une couche de calcaire à Milioles. La faune de Bryozoaires y est très peu importante, presque essentiellement constituée de cellariiformes. Ces dépôts ont un caractère très littoral.

Au-dessus de cet ensemble se sont déposées les marnes à *Ostrea cucullaris.*

Coupe de la falaise à Plassac.

Elle se situe en contrebas de la route N. 699, au-dessus de la plaine alluviale ; elle est constituée par une alternance de bancs calcaires à débris ligniteux et d'argiles grises, séparée de la masse de calcaire bioclastique très fossilifère par une passée sableuse à Pectens et à petites Huîtres.

A la base, les Bryozoaires peu diversifiés sont représentés cependant par un nombre assez important de cellariiformes associés à quelques réteporiformes et membraniporiformes. Au-dessus, dans des calcaires bioclastiques identiques à ceux de l'Octroi, et qui correspondent à ce que les anciens auteurs ont défini comme le calcaire de Blaye supérieur typique, les Bryozoaires sont pratiquement inexistants. Le caractère littoral, constant tout au long des dépôts, apparaît plus marqué au sommet.

III. — Marnes à *Ostrea cucullaris.*

Carrière de l'Octroi.

Rencontrées ici sous leur faciès typique de marnes vertes laguno-marines, elles renferment une association composée seulement de quelques espèces très grêles confinées à ces faciès marneux et de quelques formes encroûtantes fixées sur des fragments d'*Ostrea.*

IV. — Calcaire lacustre de Plassac.

Il affleure dans les communes de Plassac, de Villeneuve-de-Blaye, de Gauriac et est dépourvu de Bryozoaires.

V. — Marnes à *Ostrea bersonensis.*

Elles apparaissent sous leur faciès typique à la base de la butte de Pré-Videau et ne nous ont fourni aucune faune.

VI. — Calcaire de Saint-Estèphe.

C'est la formation la mieux représentée dans les affleurements étudiés où sa grande variabilité faciologique nous a permis d'étudier une faune riche en certains points privilégiés.

Coupe de Pré-Videau.

Au-dessus des marnes vertes à *Ostrea cucullaris* se rencontre, à la base d'un banc calcaire coquillier à Anomies et *Sismondia,* une formation marneuse à Anomies qui nous a livré une faune typique des faciès marneux. c'est-à-dire une association très réduite essentiellement constituée de formes grêles.

Coupes du Bois-de-Barbe.

— Coupe n° 1 : Elle se situe entre la route N. 699 et la Gironde et montre, au-dessus de la plaine alluviale, une couche de calcaire blanc-grisâtre correspondant probablement au calcaire lacustre de Plassac, suivie par une épaisse série de marno-calcaires blanchâtres et d'argiles plastiques vertes lacustres qui sont l'équivalent des formations à *Ostrea bersonensis* des environs de Blaye.

Au-dessus de ces calcaires marneux compacts, azoïques, la formation fossilifère de Saint-Estèphe débute par un mince banc sableux très coquillier, renfermant une riche faune de Bryozoaires dont la majorité encroûte des fragments d'Huîtres.

Le sommet de la coupe est constitué par des calcaires marno-sableux coquilliers suivis de calcaires plus durs à Mollusques, Pectens et Anomies ; la faune y est moins riche, les formes encroûtantes disparaissent et les Adéones en très mauvais état de conservation dominent l'association.

— Coupe n° 2 : Elle forme le talus de la route N. 699, au même niveau que la précédente.

La formation de Saint-Estèphe est représentée à la base par des couches argileuses surmontées par des

bancs calcaires miliolitiques séparés par des passées argileuses ou argilo-sableuses d'épaisseur variable. L'ensemble supporte un complexe sablo-gréseux à stratification entrecroisée, puis un calcaire coquillier à Anomies correspondant à la base de l'Oligocène.

Dans cet Eocène supérieur, la faune de Bryozoaires est bien différenciée, riche plus particulièrement dans les niveaux argilo-sableux. Tous les groupes zoariaux sont présents ; les formes encroûtantes, les érigés rigides et les articulés s'y équilibrent.

Coupe de Roque-de-Thau (coupe n° 1).

Au niveau de la route D. 22 E affleure le calcaire lacustre de Plassac, surmonté par une épaisse série argileuse brune ou verdâtre avec quelques passées gréseuses, qui serait l'équivalent lacustre des marnes à *Ostrea bersonensis* et du calcaire de Saint-Estèphe.

Coupe de Marmisson.

La formation de Saint-Estèphe repose sur des argiles plastiques vertes, équivalentes des marnes à *Ostrea bersonensis.* Elle est composée de bancs calcaires très fossilifères (Pectens, Anomies, *Ostrea* perforées par des Cliones), séparés par des passées sableuses ou argileuses renfermant une faune qui compte uniquement des cellariiformes. Ils se retrouvent — probablement apportés par les vagues — dans tous les niveaux très littoraux que nous avons étudiés jusqu'ici.

Le passage au calcaire à Astéries se fait par l'intermédiaire d'argiles calcaires à terriers calcifiés et nombreux Pectens.

Entre les formations du calcaire de Saint-Estèphe aux caractères fauniques reconnaissables et les niveaux oligocènes caractéristiques, se placent des couches où les Bryozoaires sont peu représentés et uniquement par des espèces transitaires ne permettant pas de dater ces niveaux et ne donnant aucune précision d'ordre écologique.

Ce sont :

— A Bois-de-Barbe coupe n° 2, au-dessus du calcaire de Saint-Estèphe, des argiles sableuses, des sables et des grès à stratification entrecroisée, surmontés par un falun rougeâtre sur lequel repose le calcaire oligocène.

— A Roque-de-Thau coupe n° 1, des calcaires argilo-silteux et des argiles plastiques vertes placés au-dessus de l'épaisse série lacustre et surmontés également par un calcaire lacustre blanchâtre sur lequel semble reposer le calcaire à Astéries.

— A Roque-de-Thau n° 2, un banc de sable gris-vert compris entre les argiles plastiques vertes azoïques et les couches gréseuses puis calcaires de l'Oligocène.

— A Château-Poyanne, un lit d'argile verte à faune très réduite sur lequel reposent les formations oligocènes franches.

— A La Mayanne, des argiles sableuses et des sables d'âge mal défini situés au-dessous du calcaire à Astéries qui débute par un niveau à galets.

OLIGOCENE

Calcaires à Astéries et Marnes à Anomies.

Coupe de Roque-de-Thau (coupe n° 2).

En bordure de la route N. 669, se rencontrent des formations sablo-gréseuses à galets d'argile couronnées par un banc de calcaire blanchâtre.

L'association faunique, riche en individus, ne comporte qu'un nombre assez réduit d'espèces réparties presque uniquement entre les cellariiformes et les adéoniformes. Dans le banc calcaire supérieur s'y ajoutent des celléporiformes.

Coupe de Château-Poyanne.

Le long du chemin qui mène de la route D. 22 E au Château-Poyanne et dans le tunnel qui conduit à l'ancienne carrière, deux affleurements ont été échantillonnés.

— Dans la coupe du tunnel, au-dessus du lit d'argile d'âge douteux, reposent des bancs de calcaire à Oursins et à Huîtres, séparés par une mince passée argileuse verte d'une masse de calcaires clastiques à galets d'argile dont la base est formée d'une alternance de lits argileux et sablo-calcaires.

L'association faunique assez riche, variée surtout dans les niveaux de base, présente un caractère oligocène franc. Les cellariiformes dominent nettement mais cependant tous les autres groupes zoariaux sont présents. Dans les couches supérieures, la faune s'appauvrit, gênée vraisemblablement par la présence d'argile dans les sédiments.

— Le chemin entaille une masse de calcaire jaunâtre à stratification entrecroisée, nombreux osselets d'Astéries et de Polypiers.

La faune y est assez pauvre et peu diversifiée, surtout composée d'Adéones.

Coupe de La Reuille

L'escarpement qui domine la route D. 22 E remontant de la Gironde vers Bayon, fait apparaitre une épaisse série où alternent des lits argileux et des bancs calcaires et calcaréo-marneux, dominés par des calcaires gréseux en bancs mal lités. La faune relativement pauvre, peu diversifiée, est représentée par des formes très grêles, presque uniquement des cellariiformes.

Marcamps

Cette localité située à 6 km à l'Est de Bourg-sur-Gironde constitue un exemple de calcaire à Astéries typique de la région.

La faune, malgré un nombre d'espèces relativement réduit, est dominé par la famille des Adéones. Bien que ce groupe zoarial soit prépondérant, la plupart des autres sont représentés, en particulier les encroûtants.

L'étude de la répartition des formes zoariales des Bryozoaires (5) dans ces affleurements (pl. III), permet de donner une esquisse paléogéographique de la région au cours des différentes périodes.

Le pendage des couches vers le Sud permet d'observer l'Eocène moyen à l'affleurement seulement au Nord de Blaye, alors qu'il se rencontre en forages en différents points : au centre de la ville de Blaye, à Plassac et à Villeneuve-de-Blaye.

La distribution des groupes zoariaux indique tout d'abord pour cette période, une sédimentation s'effectuant à la limite supérieure de la zone sublittorale, alors que les modifications observées dans les niveaux supérieurs de la Citadelle correspondent à l'apparition de milieux incompatibles au développement des Bryozoaires.

L'Eocène supérieur débute par des formations de plages et se poursuit par les dépôts littoraux du calcaire de Blaye supérieur dont le caractère côtier s'accentue vers le Sud-Est ; en effet, les formes dressées, rigides, disparaissent presque complètement à Plassac.

Ensuite, l'Eocène supérieur de la région correspond à une période au cours de laquelle se sont localement développés et succédés lacs, lagunes et avancées marines. C'est ainsi qu'à la butte de Pré-Videau, on peut observer deux formations laguno-marines, séparées par un épisode lacustre et surmontées par des couches marines peu épaisses. Au Bois-de-Barbe, on trouve d'importants dépôts lacustres supportant un complexe calcaréo-marneux, témoin de l'établissement d'un régime marin ; au maximum de son développement, qui se situe au sommet de la formation, l'association faunique rappelle celle qui se rencontre actuellement dans les fonds détritiques côtiers. C'est un phénomène très localisé, car à nouveau, à Roque-de-Thau, la série est essentiellement lacustre. En continuant vers le Sud-Est, de nouvelles influences marines se manifestent au sommet de l'Eocène supérieur, la sédimentation s'effectuant à la limite des dépôts de plage.

La variabilité des formations marines semble être en relation avec l'établissement de golfes plus ou moins fermés ou de chenaux dûs probablement à des mouvements tectoniques.

Le retour a un régime marin général, dans cette zone perturbée, s'opère par l'intermédiaire de dépôts divers à faune pauvre qui ne permet pas de préciser leur position stratigraphique exacte. Par exemple, au Bois-de-Barbe, la présence de forts courants n'a pas permis à celle-ci de s'épanouir.

Puis, l'extension de la transgression amène des conditions de vie favorables au développement d'une faune à cachet oligocène. Vers le Sud-Est, dans les affleurements de Gauriac, l'ensemble faunique bien diversifié présente des caractéristiques qui permettent de penser que ces dépôts se sont effectués à la limite des étages circalittoral et infralittoral.

Au-dessus, les formations stampiennes rencontrées à Château-Poyanne et à Marcamps sous le faciès typique du calcaire à Astéries, ont fourni une association faunique plus ou moins riche, mais surtout peu diversifiée, comparée à celle observée dans les mêmes faciès de la région bordelaise où elle indique un dépôt identique à celui des fonds coralligènes. L'appauvrissement qualitatif, qui se manifeste ici, pourrait être localement lié à une moins grande profondeur de la mer et le peuplement présent est à rapprocher plutôt de celui des faciès précoralligènes.

Il ressort d'une telle étude que les Bryozoaires peuvent fournir des renseignement paléoécologiques importants pour interpréter certaines successions stratigraphiques, en particulier dans le cas de dépôts à la limite des étages infralittoral et circalittoral.



Planche III REPARTITION DES TYPES ZOARIAUX DANS LES AFFLEUREMENTS DU BLAYAIS

Types zoariaux (colonnes) : Membraniporiforme A, Membraniporiforme B, Pseudovinculariiforme, Celleporiforme, Adeoniforme, Eschariforme, Vinculariiforme, Reteporiforme, Cellariiforme, Lichenoporiforme, Lunulitiforme

Échelle : % 20 0 20 10 0 10 0 10 0 10 40 20 0 20 40 10 0 10 20 0 20 10 0 10 40 20 0 20 40 10 0 10 0 10%

Nombre de sédiment sec : 200

AGE	NOM LOCAL DES FORMATIONS	LOCALITES	N° ECHANTILLONS
OLIGOCENE	Calcaire à Astéries	Marcamps	GA 001
		La Reuille	GA 4722, GA 4724, GA 4726, GA 4728, GA 4729, GA 4730, GA 4732, GA 4734
		Chateau Payanne	GA 4754
			GA 4758, GA 4757, GA 4713, GA 4756, GA 4712
		Roque de Thau N° 2	GA 248, GA 247, GA 246, GA 245, GA 244
?		Roque de Thau N° 1	GA 4746
		La Mayanne	GA 4781, GA 4776
		Bois de Barbe	GA 198, GA 196, GA 195
EOCENE SUPERIEUR	Calcaire de Saint-Estèphe	Bois de Barbe N° 2	GA 192, GA 190, GA 188, GA 185, GA 184, GA 183, GA 181
		Bois de Barbe N° 1	GA 223, GA 221
		Marmisson	GA 4769, GA 4768, GA 4762
		Butte de Pré-Videau	GA 4793, GA 4796
	Marnes à Ostrea cucullaris	Carr de l'Octroi	GA 9740, GA 9739
	Calcaire de Blaye Supérieur	Plassac falaise	GA 4790, GA 4788
		Carr de l'Octroi	GA 9737, GA 9731
	Calcaire de Blaye Inf	Carrière de la Citadelle	GA 10110
EOCENE MOY	Calcaire basal		GA 10108, GA 10107, GA 10106, GA 10105, GA 10102

...ts

...igides

...rticulés

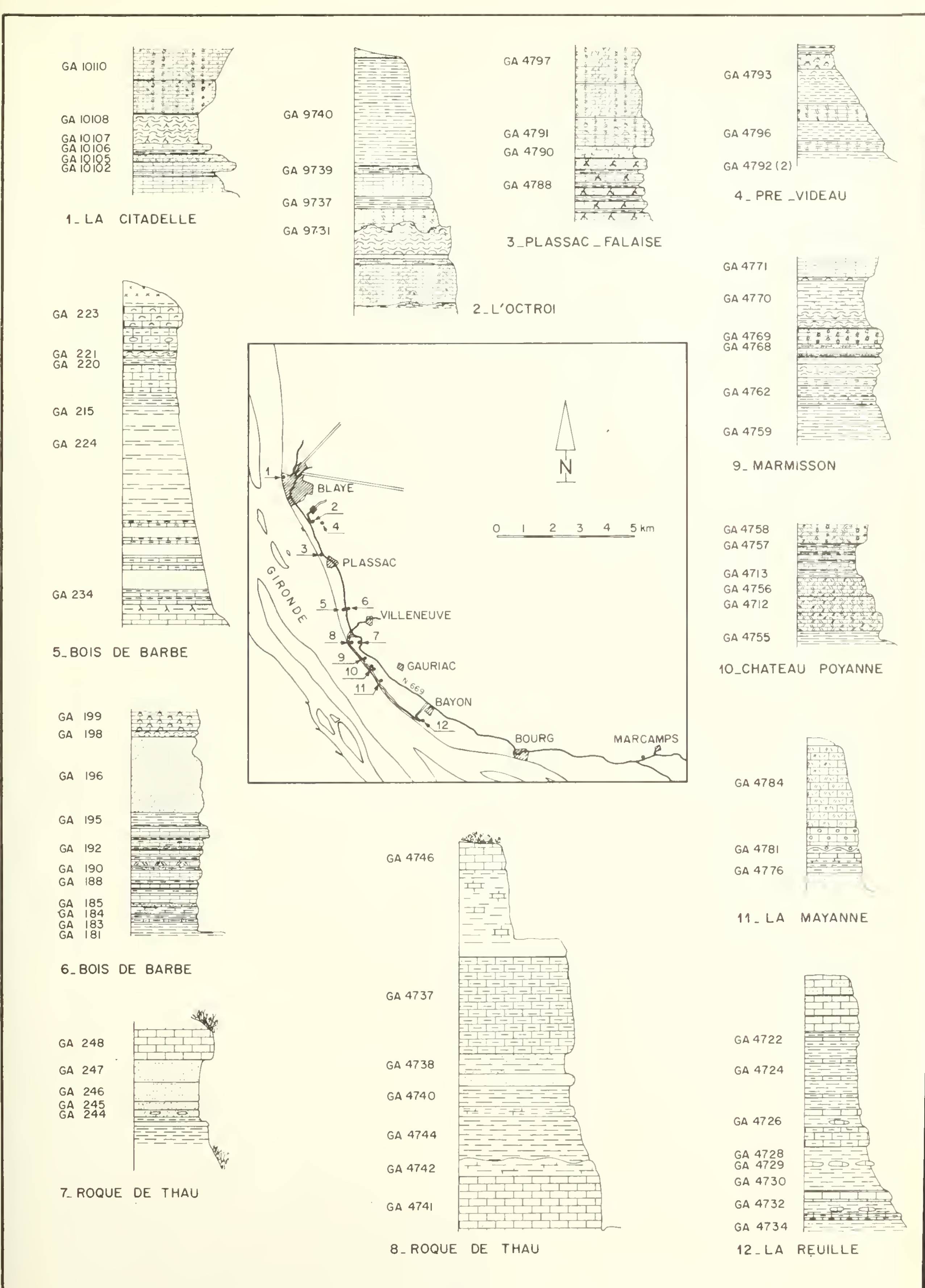


Planche I LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS ET LITHOLOGIE

Planche II REPARTITION DES BRYOZOAIRES DANS LES AFFLEUREMENTS DU BLAYAIS

AGE: EOCENE MOY — EOCENE SUPERIEUR — ? — OLIGOCENE

NOM LOCAL DES FORMATIONS: Calcaire basal — Calcaire de Blaye (Inf., Supérieur) — Marnes à Ostrea cucullaris — Calcaire de Saint-Estèphe — Calcaire à Astéries

LOCALITES: Carrière de la Citadelle — Carr. de l'Octroi — Plassac falaise — Carr. de l'Octroi — Butte de Pré Videau — Marmisson — Bois de Barbe (N° 1, N° 2) — La Mayanne — Roque de Thau (N° 1, N° 2) — Chateau Poyanne — La Reuille — Marcamps

N° ECHANTILLONS: GA10102, GA10105, GA10106, GA10107, GA10108, GA10110, GA9737, GA9731, GA4788, GA4790, GA9739, GA9740, GA4796, GA4793, GA4762, GA4768, GA4769, GA 221, GA 223, GA 181, GA 183, GA 184, GA 185, GA 188, GA 190, GA 192, GA 195, GA 196, GA 198, GA4776, GA4781, GA4746, GA 244, GA 245, GA 246, GA 247, GA 248, GA4712, GA4756, GA4713, GA4757, GA4758, GA4754, GA4734, GA4732, GA4730, GA4729, GA4728, GA4726, GA4724, GA4722, GA 001

Heterocella subsymmetrica CANU
Heterocella monstruosa CANU var. 1
Heterocella monstruosa CANU var. 3
Indet. gen. 1 sp. 1
Indet. gen. 1 sp. 2
Nellia ventricosa (CANU)
Idmidronea coronopus (DEFRANCE)
Poricellaria alata D'ORBIGNY
Tubucellaria sp.
Tubucella mamillaris (MILNE EDWARDS)
Scrupocellaria gracilis REUSS
Crisia sp. 1
Microporina magnipora (CANU)
Ditaxipora luteciana CANU
Smittina ? derwiesi (CANU)
Lichenopora turbinata DEFRANCE
Onychocella subpyriformis (D'ARCHIAC)
Hornera hippolyta DEFRANCE
Lichenopora gregoryi CANU
Umbonula leda (D'ORBIGNY)
Labioporella ? dartevellei CHEETHAM
Tubucella aviculifera CANU et BASSLER
Kionidella dactylus (D'ORBIGNY)
Exochoecia plicata (CANU)
Sertella beaniana (KING)
Hippoporina ? crenatula (CANU)
Scruparia aff. tenerrima REUSS
Hippoporella immersa (CANU)
Steginoporella firma (REUSS)
Caberoides canaliculatus CANU
Reticulipora ? nummulitorum D'ORBIGNY
Entalophora proboscidea (MILNE-EDWARDS)
Actinopora sp.
Reussia porosa (GOTTARDI)
Escharoides aliferus (REUSS)
Nevianopora milneana (D'ORB.
Heterocella polymorpha CANU
Lichenopora grignonensis (MILNE-EDWARDS)
Poricellaria complicata (REUSS)
Tubucella sp.
Crisia subaequalis REUSS
Tubucellaria bipartita (REUSS)
Heterocella monstruosa CANU var. 2
Onychocella sp.
Lunulites indet.
Schizostomella indet.
Microporina sp.
Hornera reteporacea MILNE-EDWARDS
Sertella sp.
Poropeltarion ? cellarioides (CANU)
Dittosaria wetherelli BUSK
Schizostomella curryi CHEETHAM
Berenicea excentrica (CANU)
Conopeum buski (GREGORY)
Nellia aff. tenella (LAMARCK)
Nellia tenella (LAMARCK)
Pleuronea fenestrata (REUSS)
Lichenopora convexa CANU
Hippoporina porcelleana (BUSK)
Electra concatenata (REUSS)
Pyripora sp.
Scrupocellaria sp.
Umbonula bartonense GREGORY
Scrupocellaria elliptica (REUSS)
Cribrilaria radiata (MOLL)
Idmonea petri D'ARCHIAC
Crisia hornesi REUSS
Hornera crispa DEFRANCE
Meniscopora subcrenatula CANU
Onychocella magnoaperta GREGORY
Hippadenella sp.
Ybselosoecia frireni (CANU)
Tervia filiformis (D'ORBIGNY)
Rhamphostomella sp.
Lichenopora defranciana MICHELIN
Hippomenella mucronata (CANU)
Heterocella sp.
Hornera serrata REUSS
Nellia concatenata (CANU)
Nellia ampla CANU
Calpensia nobilis (ESPER)
Steginoporella elegans (MILNE-EDWARDS)
Smittina sp.
Microporella sp.
Holoporella elatior DUVERGIER
Steginoporella brevis (CANU)
Sparsiporina elegans (REUSS)
Thalamoporella elongata CANU
Porella ? excentrica (REUSS) var. *rarecostulata* CANU
?Thalamoporella neogenica BUGE
Hornera radians DEFRANCE
Escharoides coccineus (ABILDGAARD)
Schizostomella heteromorpha (REUSS)
Teichopora ogivalis (CANU)
Adeonellopsis cingulata (REUSS)
Adeonella arnatissima (STOLICZKA)
Hipporporella sp.
Onychocella angulosa (REUSS)
Entamaria spinifera (CANU)
Rasseliana brevipora CANU et LECOINTRE
Partretacyclaecia sp.
Heteraparella sp.
Adeones indet.

Légende:
- • 1 spécimen.
- - - 2 à 5 spécimens
- = 6 à 10 spécimens
- ≡ 11 à 20 spécimens
- ▬ 21 à 50 spécimens
- ■ au dessus de 50 spécimens

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. DUCASSE (O.), 1963. — Contribution à l'étude micropaléontologique (Ostracodes) et stratigraphique des affleurements du Blayais. *P.V. Société linnéenne de Bordeaux,* vol. 100, p. 82-87, 1 fig., 1 tableau.

2. DUCASSE (O.), KLINGEBIEL (A.), LABRACHERIE (M.), PRUD'HOMME (J.), PUECHMAILLE (Ch.), VEILLON (M.), 1963. — Contribution à l'analyse sédimentologique et paléontologique de la coupe de la Citadelle de Blaye (Gironde). *P.V. Société linnéenne de Bordeaux,* vol. 100, p. 130-140, 1 fig., 3 tableaux.

3. DAGUIN (F.), 1948. — L'Aquitaine occidentale. Actualités scientifiques et industrielles, n° 1050. Géologie régionale de la France V. Paris, Hermann et Cie éd., 232 p., 29 fig., 4 pl.

4. FABRE (A.), 1939. — Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. *Thèse Sc. Paris,* 1 vol., 534 p., 27 cartes, 72 coupes, 20 schémas, 18 pl. h.-t. Drouillard, impr., Bordeaux.

5. LABRACHERIE (M.), PRUD'HOMME (J.), 1966. — Essai d'interprétation de paléomilieux, grâce à la méthode de distribution des formes zoariales chez les Bryozoaires. *B.S.G.F.* (7), VIII, p. 102-106, 1 tableau.

6. MATHERON (Ph.), 1867. — Notes sur les dépôts tertiaires du Médoc et des environs de Blaye et sur leurs rapports avec les couches fluviolacustres du Nord-Est de l'Aquitaine et avec les lambeaux tertiaires des environs de Nantes. *B.S.G.F.*, (2), t. XXIV, p. 197 à 288 et 827 à 839.

7. VEILLON (M.), 1962. — Les zones de Foraminifères du Paléogène Nord-Aquitain et leur valeur stratigraphique. *Mémoire du B.R.G.M.*, n° 28, 1964, t. I, p. 227 à 241, 1 tabl.

8. VIGNEAUX (M.), 1962. — Le bassin d'Aquitaine. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 28, 1964, t. I, p. 177 à 226, 1 carte, 4 fig.

9. Voyages d'études dans la région girondine. Livret-guide du Premier colloque international de stratigraphie du Paléogène, fasc. II, 10 p.
— Cartes de France au 1/25 000e : Blaye et Sainte-Luce n° 1-2 ; Blaye et Sainte-Luce n° 5-6.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
15 NOVEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 11

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

STRATIGRAPHIE DE L'EOCENE ENTRE MONTBLANCH ET IGUALADA

(Provinces de Barcelone et de Tarragone)

F. KROMM
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 11

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 6 MAI 1967

Stratigraphie de l'éocène entre Montblanch et Igualada (Provinces de Barcelone et de Tarragone) *

par François KROMM

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Entre la vallée de l'Ebre au S et la plaine de l'Ampurdan au N, dans les provinces de Tarragone et Barcelone, le bassin de l'Ebre est délimité à l'E par la chaîne catalane. Cette chaîne forme des reliefs orientés à peu près parallèlement à la Méditerranée et peut être subdivisée en trois unités morphologiques bien distinctes :

— La cordillère littorale en bordure de la Méditerranée ;

— La dépression centrale (Valles, Panadès, Campo de Reus) ;

— La cordillère prélittorale.

Sur le rebord occidental de la cordillère prélittorale, les formations éocènes du remplissage du bassin de l'Ebre affleurent sur de larges surfaces et recouvrent transgressivement des dolomies ou des argiles triasiques.

Entre Montblanch et Igualada, elles présentent, en général, une disposition monoclinale que les cours d'eau et les routes recoupent à peu près perpendiculairement.

Du rio Francoli au S, au rio Noya au N, cette série éocène comprend quatre formations bien individualisées qui sont de bas en haut :

— Les calcaires à Alvéolines ;

— La série rouge inférieure : calcaires, argiles rouges, gypse ;

— La série marine argilo-calcaire ;

— Les couches rouges supérieures.

D'après les travaux de RUIZ DE GAONA (1950), JULIVERT (1952) et ceux, plus récents de HOTTINGER (1966), les calcaires à alvéolines sont attribuables à « l'Ilerdien », étage créé par HOTTINGER et SCHAUB pour désigner les couches de ce bassin de l'Ebre (Lerida) comprises entre le Paléocène et l'Yprésien et développées par ailleurs dans le domaine méditerranée. La série rouge inférieure représente l'Yprésien et le Lutétien. La série marine argilo-calcaire ainsi que la base de la série supérieure correspondrait au Biarritzien, étage également créé par HOTTINGER et SCHAUB et qui engloberait tous les niveaux compris entre le Lutétien typique et l'Eocène supérieur franc.

* Manuscrit reçu le 16 mai 1967.

Un lever au 1/50 000[e] de la région comprise entre Montblanch et Montserrat, exécuté en 1961, dans le cadre d'une thèse de 3[e] cycle, m'a permis d'apporter des données nouvelles sur la répartition et l'extension des différents faciès de l'Eocène. L'étude de plus de 2 000 échantillons prélevés en 1961 et 1962 apporte des précisions sur certains aspects de la sédimentation ainsi que sur l'âge des couches éocènes de ce secteur.

I. — LES CALCAIRES A ALVEOLINES

Considérées d'abord comme yprésiens, ils sont attribués à l'« Ilerdien » depuis le travail de HOTTINGER (1961).

Ces calcaires à Alvéolines sont transgressifs sur les marnes bariolées du Keuper sur les dolomies du Muschelkalk. Ils sont surmontés par une série rouge continentale en grande partie azoïque. Ces faunes d'Alvéolines sont effectivement bien différentes de celles de l'Yprésien typique (absence de Alveolina oblonga) ; je conserverai donc le terme d' «*Ilerdien* » pour désigner la position stratigraphique des calcaires à alvéolines. La présence de Globorotalidés des zones à *Gl. pseudomenardii* BOLLI et *Gl. pusilla pusilla* BOLLI, dans la région de Montblanch, montre que cet étage « Ilerdien » correspond au Paléocène supérieur des échelles stratigraphiques de foraminifères pélagiques.

D'après les travaux antérieurs, les niveaux à Alvéolines de l'« Ilerdien » ne dépasseraient pas vers le S la région de Vallespinosa. En fait, les calcaires à Alvéolines ou leurs équivalents latéraux se sont étendus au moins jusqu'à la Mesa de Prades au S de Montblanch.

Il y a lieu de distinguer dans l'« Ilerdien », entre la plaine d'Igualada et la plaine de Prades quatre faciès :

— A l'E de la plaine d'Igualada, alternance de couches rouges et de calcaires à alvéolines déjà décrits par GARCIA RODRIGO ;

— De la plaine d'Igualada à la région de Vallespinosa, le faciès de calcaire à Alvéolines étudié par HOTTINGER (1961). Il s'agit d'un calcaire à ciment micritique et microfaune benthonique très abondante : Opertobitolités, Miliolidés, Rotalidés, Textularidés, Alvéolines, débris de Dasycladacés, etc. ;

— Au S de Vallespinosa et dans la région de Prenafeta, entre les dolomies du Muchelkalk et les calcaires lacustres de la série rouge, s'intercalent des calcaires dolomitiques et des dolomies qui, jusqu'ici ont été confondus avec le Muschelkalk. Dans cette formation de dolomie microcristalline, probablement syngénétique se rencontrent très rarement des îlots de calcaires à Alvéolines(notamment à l'E de Prénafeta où j'ai trouvé *Glomalveolina lepidula* SCHWAGER, *Alveolina aragonensis* HOTTINGER, *Opertorbitolites Douvillei* NUTALL ;

— Enfin, le long de la Mesa de Prades, au S de Montblanch, les dolomies du Muschelkalk sont surmontées par 30 m de calcaires microcristallins en petits bancs qui avaient été eux aussi confondus avec les dolomies triasiques. Ces calcaires contiennent une microfaune localement abondante d'où les alvéolinidés sont absentes et dans laquelle dominent les globorotalidés (*Globoratalia pseudomenardii* BOLLI, *Globorotalia pusilla pusilla* BOLLI) et surtout les ophtalmididés.

En résumé, la première transgression éocène, dite transgression ilerdienne représentée surtout par des calcaires à Alvéolines, s'est étendue vers le SW beaucoup plus loin qu'on ne le pensait et elle est représentée au S de Vallespinosa par les dolomies ou des calcaires à Glorobotalia.

II. — LA SERIE ROUGE YPRESO-LUTETIENNE

Cette formation continentale est surtout composée d'argiles rouges ou bariolés dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires lacustres toujours lenticulaires. Son épaisseur est de 500 m dans la région de Carme, au SW de la plaine d'Igualada. Elle décroît régulièrement vers le SW et n'est plus que de 350 m à l'W de Prenafeta. Ce complexe laguno-lacustre a jusqu'ici été daté en considérant l'âge des formations marines encaissantes. Récemment, ROSSELL, FERRER et JULIA ont étudié les niveaux à characées des intercalations calcaires de la région de Carme et ont conclu que cette série rouge englobait tout l'Yprésien et tout le Lutétien.

Cependant à Pontils, les argiles de la base de la série renferment une microfaune qui est déjà de caractère plutôt lutétien (présence de Halkyardya minima). Il pourrait donc exister une lacune strati-

graphique entre calcaire à Alvéolines et série rouge, lacune qui correspondrait à une partie de l'Yprésien. Enfin, comme on le verra plus loin à propos de la série marine supérieure, les niveaux marins qui surmontent la série rouge sont tout à fait identiques par leur faune à ceux du Lutétien supérieur d'Aquitaine ou du Lutétien supérieur décrit par J.-Ph. MANGIN en Aragon.

En définitive, la série rouge de Carme et de Pontils représente peut-être l'Yprésien, sûrement le Lutétien inférieur et moyen et est surmonté par les niveaux transgressifs marins du Lutétien supérieur.

Du point de vue des conditions de sédimentation, il faut noter le caractère lenticulaire de tous les niveaux calcaires. JULIVERT (1952) avait cru pouvoir considérer les calcaires lacustres à silex comme un niveau repère marquant le sommet de la série et au-dessus duquel débutait l'éocène supérieur. En fait, il paraît exister plusieurs niveaux à silex, Les « calcaires à silex de Cabra, de Prenafeta et de Montblanch » sont localisés dans la partie inférieure de la série rouge et se biseautent au N de Cabra. Au contraire, les « calcaires à silex de Pontils » représentent le sommet de la série. Ils sont interrompus au S de Vallespinosa, dans la région de Coma Vert, par une puissante accumulation de conglomérats, édifice deltaïque comparable, quoique plus petit, à celui bien connu de Montserrat au N de la plaine d'Igualada. Ils réapparaissent au S de cette formation conglomératique, mais se biseautent rapidement 2 km au NE de Cabra del Campo.

L'étude détaillée des microfaciès dans les coupes de Pontils, Vallespinosa, Cabra, Prefaneta et Montblanch montre qu'il faut distinguer trois faciès bien différents dans les intercalations calcaires de la série rouge.

1° Un premier faciès est facilement reconnaissable sur le terrain. Il s'agit d'un calcaire à pâte fine, rosé ou rouge, grumeleux en bancs épais, à stratifications souvent confuses, à aspect souvent rognonneux.

De tels calcaires s'observent surtout entre Cabra del Campo et Montblanch, mais on les trouve également dans la région de Vallespinosa-Pontils où ils reposent sur des marnes gypseuses et sont surmontés par des calcaires à silex ou à intercalations ligniteuses. En plaque mince, ces calcaires apparaissent le plus souvent comme le résultat du remaniement de gravelles calcaires subsphériques. Certains niveaux sont riches en microcodium ; beaucoup plus rarement, on peut observer des débris de characées ou d'ostracodes. Enfin, les calcaires grumeleux rouges sont caractérisés par la présence de fréquentes intercalations à aciculcs d'anhydrite ou de gypse épigénisés par de la calcite. De même que dans les argiles rouges, les bancs gypseux se développent en direction du NE, les passées à acicules d'anhydrite sont beaucoup plus abondantes dans la région de Pontils, au NE de la zone étudiée que dans la région de Montblanch.

2° D'autres bancs calcaires sont constitués par des calcaires à pâte fine beiges, bruns ou noirs, fétides, bien lités et où les brèches intraformationnelles et les lits de silex sont fréquents. L'examen des plaques minces montre la présence très fréquente soit des débris de microcodium, soit d'ogones de characées et de test d'ostracodes. Les niveaux à acicules d'anhydrite ne sont pas totalement absents mais sont beaucoup plus rares que dans le faciès précédemment décrit. En définitive, alors que dans le faciès rouge grumeleux les caractères de dépôt en lagunes sursaturées semblent dominer, les calcaires bruns à silex semblent représenter le plus souvent le faciès lacustre franc.

3° Entre Vallespinosa et Pontils, la série rouge Ypréso-lutétienne se termine par des calcaires bruns noirs en petits bancs alternant avec des marnes ligniteuses qui représentent un faciès un peu particulier. Ces calcaires sont, en général, pétris d'organismes de très petites tailles (0,05 à 0,1 mm), planispiralés que je n'ai pu rattacher à aucune espèce connue. Cette pullulation d'une seule espèce, naine, suggère une sédimentation dans un milieu confiné très défavorable à la vie.

III. — LA SERIE MARINE ARGILO-CALCAIRE ET SES EQUIVALENTS LATERAUX

Alors que la série rouge ypréso-lutétienne présente des caractères de faciès, d'épaisseur, relativement constants entre les rios Noya et Francoli, la série marine qui la surmonte entre Vallespinosa et le rio Noya est sujette à de nombreuses variations

de faciès et de puissance : à peu près entièrement composée de marnes bleues dans la plaine d'Igualada, elle est formée d'alternances de bancs calcaires et de marnes entre Santa Maria de Miralles et Vallespinosa. Au S de Vallespinosa les faciès deviennent conglomératiques et azoïques.

L'âge de cette formation est sans doute une des questions de géologie régionale qui a donné lieu au plus de controverses. Les premières déterminations de Nummulites effectuées entre 1940 et 1947, avaient amené les auteurs de la feuille d'Igualade à considérer que Lutétien et Bartonien étaient représentés dans cette formation. Par la suite, une révision des faune de Nummulites devait amener Ruiz de Gaona à placer toute la série dans l'étage Lédien ; cette attribution stratigraphique était contestée par Almela et Rios (1953) qui notaient la coexistence fréquente de formes classiquement bartonniennes ou lutétiennes. En se basant surtout sur l'étude de la base de la série, Hottinger (1960) considère cette formation comme « biarritzienne ». Cette hypothèse est reprise par les auteurs de la dernière note traitant de la stratigraphie de ce secteur (Rosell, Julia, Ferrer, 1966).

L'étude détaillée des coupes de Vallespinosa, Pontils, Santa Maria de Miralles amène à distinguer trois ensembles faunistiques, le passage de l'un à l'autre se faisant généralement de façon très progressive. Dans la plaine d'Igualada seulement, le faciès uniforme des marnes bleues pauvres en microfaune ne permet pas de faire des subdivisions.

1° La première barre calcaire est en général une calcarénite à miliolidés, Mélobésiés encroûtantes, Corallinés, Dentales et localement (coupe de Pontils) Hydrozoaires parfois abondants. Elle est caractérisée par la présence de *Alveolina elongata* et *A. fusiformis* Sowerby. Ces Alvéolines sont associées à des Nummulites (*N. aturicus*, *N. perforatus*) et à d'autres formes benthiques relativement abondantes tels que *Fabiana cassis* Oppenheim, *Halkyardia minima* Liebus, *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Asanoïna* et plus rarement *Linderina ovata* Halkyard, des Heterostégines et des amphistigines.

Une telle association faunistique est celle du Lutétien supérieur d'Aquitaine et correspond également au Lutétien supérieur décrit par J.-Ph. Mangin en Aragon. C'est pourquoi j'attribue au Lutétien supérieur la base de la série marine.

2° Les couches comprises entre le Lutétien supérieur qui vient d'être décrit et la dernière barre calcaire de la série marine entre Pontils et Santa Maria de Miralles sont caractérisées par la disparition des alvéolines et d'*Orbitolites complanatus* Lamarck, l'apparition de *Discocyclina sella* d'Archiac et de Nummulites du groupe *contortus striatus*. Les formes telles que *Fabiana cassis* Oppenheim, *Halkyardia minima* Liebus, *Linderine ovata* Halkyard, *Asanoïna*, des Amphistégines et les hétérostégines persistent alors qu'apparaissent sporadiquement *Baculogypsinoïdes* et *Cycloclypeus* ainsi que les operculines. Ces foraminifères sont associés à des corallinés, des dasycladacées et localement des polypiers. Dans certaines passées argileuses on trouve, rarement, quelques formes pélagiques (*Globigerina dissimilis*, Cushman et Bermudez, *Globigerina bulloïdes* d'Orbigny, *Globigerina trilocularis* d'Orbigny).

En définitive, dans ces niveaux persistent beaucoup d'espèces du Lutétien supérieur alors qu'apparaissent des espèces de l'Eocène supérieur tels que *N. contortus striatus*. Nous retrouvons là le « niveau de transition » défini par J.-Ph. Mangin et nous pouvons désigner sans inconvénients par ce terme les couches qui viennent d'être décrites.

Il faut noter ici que le niveau de transition de J.-Ph. Mangin ne correspond pas exactement au « Biarritzien » de Hottinger et Schaub puisqu'il débute après l'extinction de *Alveolina elongata* d'Orbigny, *A. fragilis* Hottinger, *A. fusiformis* Sowerby, *Orbitolites complanatus* Lamarck, alors que le « Biarritzien » englobe les niveaux à Alvéolines fusiformes.

3° Au-dessus du « niveau de transition » les faciès marins de l'Eocène supérieur se sont développés qu'entre Pontils et la région de Tous-Santa Maria de Miralles. Ils constituent la dernière barre calcaire de la série marine au N de Pontils et les deux dernières barres au N de Miralles.

Il s'agit en général de faciès subrécifaux où abondent les débris de polypiers et de Mélobésiées. La microfaune est caractérisée par l'abondance de

formes qui étaicnt absentes dans les assises sous-jacentes : *Chapmanina*, *Orbitolites* (*cotentinensis* ou *armoricencis* LEHMANN ?), *Rhapydionina*, *Rhypidionina*, *Dentritina* et autres pénéroplidés.

RESUME ET CONCLUSIONS

L'histoire géologique du bord occidental de la cordillère prélittorale catalane peut finalement être résumée de la façon suivante : du Paléocène au Priabonien se sont succédées deux transgressions séparées par une longue période d'émersion qui englobe l'Yprésien et une grande partie du lutétien.

La première de ces transgressions s'est traduite par le dépôt des calcaires à Alvéolines. Avec HOTTINGER, ROSELL, JULIA, FERRER, on peut considérer qu'elle est d'âge « Ilerdien » puisque la faune qui la caractérise (*Gl. lepidula*, *A. corbarica*, *A. aragonensis*, etc.) se trouve sous les dépôts à *Alveolina oblonga* dans les bassins limitrophes (bassin de Carcassonne) (M. VEILLON, M. GOTTIS, 1965). Il ne semble pas possible d'individualiser à la base du calcaire à Alvéolines un Paléocène inférieur comme l'ont fait ROSELL, FERRER et JULIA puisque les Alvéolines citées plus haut se trouvent dès la base de cette formation, et que les glomalvéolines du groupe *Primœva* en sont absentes.

L'extension de cette mer à Alvéolines a été plus considérable qu'on ne l'avait pensé puisqu'on retrouve des faciès à Alvéolines à Préfanéta et surtout des faciès à Globorotalia le long de la Mesa de Prades au S de Montblanch. L'actuelle plaine de Montblanch semble avoir été un fond de golfe de la mer ilerdienne, milieu confiné où une dolomitisation syngénétique affecte très souvent les carbonates et où, seuls certains organismes ont pu survivre (ophtalmididés).

La période de sédimentation continentale généralisée qui fait suite à la transgression marine et se poursuit jusqu'au Lutétien supérieur est marquée par l'alternance des régimes lacustres francs et lagunaires sursaturés.

La sédimentation lacustre, proprement dite, est représentée par des calcaires lacustres à silex, où abondent les débris de characées, d'ostracodes et de gastéropodes. Les dépôts en milieu lagunaire sursaturé sont caractérisés par l'abondance des intercalations de calcaires à acicules d'anhydrite épigénisés par la calcite. Il faut noter les alternances répétées de ces deux faciès, alternance qui pourrait traduire des variations climatiques.

A partir du Lutétien supérieur et jusqu'au Priabonien, les dépôts marins néritiques s'accumulent de nouveau le long de la chaîne catalane mais ne dépassent guère le S de la Sierra Valdosera. Au S de cette sierra, quelques bancs de grès à huîtres sont les derniers témoins vers le S de l'extension du domaine marin. Plus au S, à l'W de Cabra del Campo et de Montblanch, le Lutétien supérieur et le Priabonien ne sont représentés que par des argiles rouges et des conglomérats azoïques.

On a vu que la faune de la première barre calcaire de cette série marine contenait des Alvéolines fusiformes, *Orbitolites complanatus* LAMARCK, *Fabiana cassis* OPPENHEIM, *Halkyardia mirima* LIEBUS, *Linderina ovata* HALKYARD, et représentait l'équivalent du Lutétien supérieur d'Aquitaine et d'Aragon.

Les alternances de marnes et de calcaires qui font suite à ce Lutétien supérieur sont caractérisées par la disparition des Alvéolines fusiformes, la persistance des autres formes du Lutétien supérieur et l'apparition de *Discocyclina sella* d'ARCHIAC, *Baculogypsinoïdes* puis de *Nummulites contortus striatus*. Cette association faunistique peut être mise en parallèle avec celle rencontrée par J.-Ph MANGIN en Aragon et désignée par le terme de « niveau de transition ».

Enfin les dépôts de type récifal qui terminent la série marine entre Pontis et Santa Maria de Miralles contiennent une faune à caractère nettement priabonien (*Chapmamines*, *Rhapidionina*, *Orbitolites*, *Nummulites Fabiani* PREVER.

Toutefois, l'installation définitive du régime continental s'est produite bien avant la fin du Priabonien et s'est traduite par le dépôt des couches rouges qui surmontent les marnes d'Igualada et la série marine de Pontils.

Dans ces couches rouges, de petites intercalations marneuses à nummulites comme celle visible à l'W de Castelloli (KROMM, 1961), où celle rencontrée au N de Montserrat par MASACHS (1954) confirment l'âge priabonien d'une bonne partie de la série rouge terminale.

<table>
<tr><th></th><th>Echelle stratigraphique de Hottinger-Schaub</th><th>Igualada-Castelloli</th><th>Miralles</th><th>Pontils</th><th>Vallespinosa</th><th>Cabra del Campo</th><th>Prefaneta</th><th>Montblanch</th></tr>
<tr><td rowspan="2">PRIABONIEN</td><td rowspan="4">BIARRITZIEN</td><td>Gypse, argiles rouges. Intercalations de grès à Nummulites</td><td>Marnes et grès rouges</td><td colspan="5">Marnes rouges, grès et conglomérats</td></tr>
<tr><td>Calcaire à Polypiers, Chapmanines</td><td>Calcaire à Milioles Rhapydionina</td><td>Calcaire à Polypiers Orbitoïdes Chapmanines</td><td colspan="4">Marnes rouges et conglomérats</td></tr>
<tr><td>NIVEAU DE TRANSITION</td><td rowspan="2">Marnes bleues</td><td colspan="3">Marnes et calcaires à D. Sella, N. Contortus, Fabiania, gypsinidés.</td><td colspan="3">Conglomérats</td></tr>
<tr><td>LUTETIEN SUPERIEUR</td><td>Calcaire à Alvéolines fusiformes</td><td colspan="2">Calcaire à Corallinées, Hydrozoaires, Alvéolines</td><td colspan="3">Conglomérats</td></tr>
<tr><td>LUTETIEN INFERIEUR ET MOYEN YPRESIEN (?)</td><td>LUTETIEN YPRESIEN</td><td colspan="2">Marnes gypseuses
Passées de grès
et de calcaires lacustres</td><td colspan="2">Calcaire à lignites de Pontils
Calcaire à Silex
Argiles rouges et gypse</td><td colspan="3">Argiles rouges
Calcaire à silex
Calcaire à silex Argiles rouges
et petites intercalations calcaires</td></tr>
<tr><td>PALEOCENE SUPERIEUR</td><td>ILERDIEN</td><td>Calcaire à Alvéolines Intercalations de Marnes rouges</td><td colspan="3">Calcaire à Alvéolines</td><td>Calcaire dolomitique</td><td>Calcaire dolomitique et calcaire à Alvéolines</td><td>Calcaires dolomitiques et calcaires à Globorotalia Ophtalmididés</td></tr>
<tr><td>TRIAS</td><td></td><td colspan="3">Argiles bariolées</td><td colspan="4">Dolomies et calcaires dolomitiques</td></tr>
</table>

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ALMELA (A.) et RIOS (J.M.), 1954. — La terminacion meridional del Eoceno catalan. Cong. Géol. inter. *Comptes rendus XIXe session,* Alger, 1952, fasc. XIII, p. 77-88.

ALMELA (A.) et RIOS (J.M.), 1953. — El Eoceno al SW del Montserrat. *Bol. Inst. Geol. y Min.*, Espagne, t. LXV, p. 219-246.

ALVARADO (A.), SAN MIGUEL DE LA CAMARA (M.) et BATALLER (J.R.), 1947. — Memoria explicativa de la hoja n° 391 (Igualada) del mapa geologico de Espana.

BIGOT (M.), 1965. — Contribution à l'étude du tertiaire bassin de Carcassonne (montagne d'Alaric-Minervois). Thèse 3e cycle Bordeaux.

CITA (M.B.), 1965. — Jurassic, cretaceous and tertiary microfacies from the Southern Alp (Northen Italy). *International Sedimentary petrographical series*, vol. VIII.

HOTTINGER (L.), 1960. — Recherches sur les alvéolincs du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. suisses de Paléont.*, t. LXXV-LXVI.

JULIVERT (M.), 1952. – Estratigrafia del eoceno entre el Franco Francoli y el Anoïa. *Mem. y com. hist. geol. prov.*, t. XI, p. 5-22.

KROMM (F.), 1961. — Contribution à l'étude du Trias et de l'Eocène de la chaîne catalane. Thèse 3e cycle, Bordeaux.

MAGNÉ (J.) et MALMOUSTIER (G.), 1964. — Contribution à l'étude des microfaunes du Paléogène nord aquitain. *Mém. B.R.G.M.* n° 28 (Colloque sur le Paléogène, Bordeaux 1962), p. 269-282.

MANGIN (J.-Ph.), 1959. — Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon. (Inst. Est. pirenaicos. Cons. Sup. Inv. Cient.)

MASACHS (V.), 1954. — Edad del horizonte de transito entre el Eocenomarino y las calizas con melanoides albigensis Noul, en una parte del sector catalan de la depresion del Ebro. Real Soc. Esp. Hist. Nat., tomo homenaje al prof. E. Hernandez Pacheco, p. 453-457.

ROSELL (J.), JULIA (R.) et FERRER (J.), 1966. — Nota sobre la estratigrafia de unos niveles con carofitos existantes en el trama rojo de la base del eoceno al S de las catalanides (prov. de Barcelona). *Act. Geol. Hispa.*, ano I, n° 5, p. 17-20.

RUIZ DE GAONA (M.) et COLOMB (G.), 1950. — Estudio sobre las sinecias de los foraminiferos eocenos de la vertiente meridional del pirineo (Cataluña-Viscaya). *Est. Geol.*, n° 12, p. 293-438.

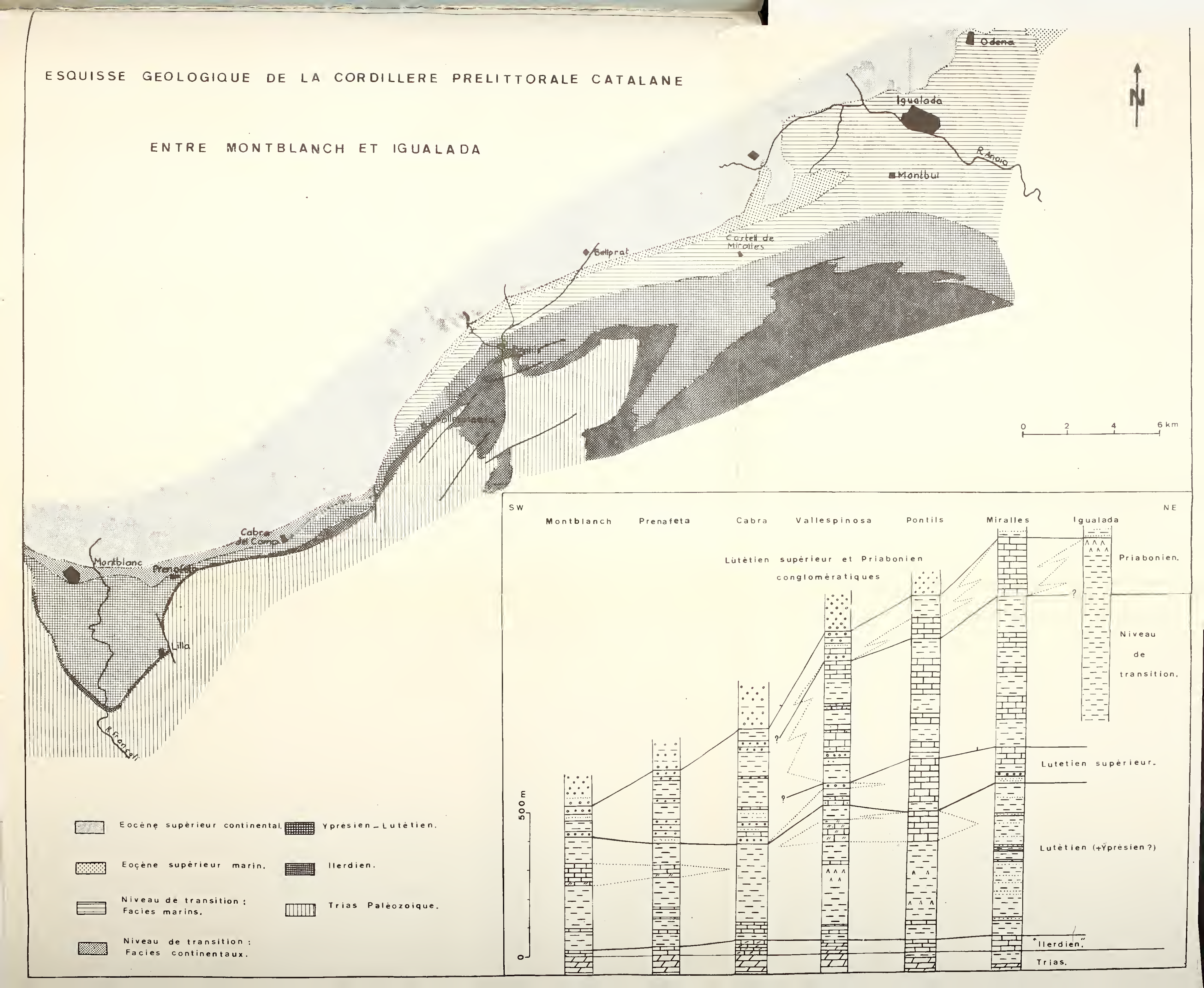
VEILLON (M.), 1964. — Les zones de foraminifères du Paléogène nord aquitain et leur valeur stratigraphique. *Mém. B.R.M.G.*, n° 28, p. 227-241. (Colloque Paléogène, Bordeaux, 1962.)

VEILLON (M.) et GOTTIS (M.), 1965. — Réflexions sur la stratigraphie de l'Eocène marin de l'extrémité orientale du bassin d'Aquitaine. *Actes Soc. Linnéenne, Bordeaux*, t. CII, n° 1, série B, 8 p., 2 pl.

En résumé, du Paléocène au Priabonien, deux transgressions marines, venues de l'Ouest, ont atteint le bord W de la cordillère prélittorale catalane. La première, au Paléocène supérieur (« Ilerdien » s'est étendue, vers le S, jusqu'à la « Mesa de Prades ». Elle a été suivie d'une longue période de sédimentation continentale, lagunaire ou lacustre, cntrecoupée de lacunes de dépôt (absence de l'Yprésien possible). La dernière transgression a débuté au sommet du Lutétien. La sédimentation marine s'est poursuivie pendant le « Niveau de transition » et une partie du Priabonien. Vers le S, l'extension de cette transgression est moindre qu'au Paléocène supérieur. Ceci pourrait être la conséquence des premiers mouvements de la chaîne catalane au Lutétien.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
25 SEPTEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 3e trimestre 1967



ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA CORDILLERE PRELITTORALE CATALANE
ENTRE MONTBLANCH ET IGUALADA
N
Odena
Igualada
R. Anoia
Montbui
Castell de Miralles
Bellprat
Cabra del Camp
Montblanc
Prenafeta
Lilla
R. Francolí
0
2
4
6 km
Eocène supérieur continental.
Eocène supérieur marin.
Niveau de transition : Facies marins.
Niveau de transition : Facies continentaux.
Ypresien _ Lutétien.
Ilerdien.
Trias Paléozoique.
SW
NE
Montblanch
Prenafeta
Cabra
Vallespinosa
Pontils
Miralles
Igualada
Lutétien supérieur et Priabonien conglomératiques
Priabonien.
Niveau de transition.
Lutetien supérieur.
Lutétien (+Ypresien ?)
"Ilerdien."
Trias.
500 m
0

TOME 104 1967 Série B - N° 12

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LES GRANDES LIGNES DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU JURASSIQUE NORD-AQUITAIN

J. DELFAUD
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 12

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 3 JUIN 1967

Les grandes lignes de la stratigraphie et de la paléogéographie du jurassique Nord-Aquitain

par Jean DELFAUD

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Le long de la bordure nord-aquitaine, de l'Atlantique à la faille de Villefranche, une auréole de terrains jurassiques affleure largement, dessinant une bande longue de 200 km et large de 10 à 80 km ; les couches y sont faiblement inclinées, elles n'ont pas été déformées par de fortes contraintes tectoniques, ce qui permet d'effectuer de bonnes observations stratigraphiques et sédimentologiques.

Ce vaste secteur correspondait, durant le Secondaire, à une aire épicontinentale subsidente, animée de mouvements épirogéniques consécutifs aux rejeux du socle ; celui-ci prolonge l'édifice ancien du Massif Central, par delà une ligne de fractures complexe, parfois minéralisée. Surmontant les assises du Lias, calcaréo-bréchiques à la base, et marneuses au sommet, le Jurassique présente deux faciès : marneux et riche en Ammonites à l'W, carbonaté et pauvre en macrofossiles à l'E.

Du fait de cette disposition, l'analyse a dû comporter deux étapes :

1° Etablissement d'une série de références, dans les faciès à Céphalopodes. La coupe du littoral charentais a été retenue.

2° Etude de l'extension de chaque unité stratigraphique vers l'E.

En l'absence de macrofossiles, il fallut faire appel à l'analyse des microfaunes, essentiellement néritiques, et délicates à interpréter, mais il a été également possible de suivre des unités lithostratigraphiques, ce qui a permis de paralléliser les faciès de chaque époque géologique.

Nous avons pu ainsi établir des schémas paléogéographiques simples qui serviront de cadre à des études sédimentologiques plus fouillées.

I. - RAPPELS GÉNÉRAUX SUR LE JURASSIQUE NORD-AQUITAIN

Avant d'exposer ces résultats, un double rappel historique et géographique est nécessaire pour situer les séries étudiées.

I. — Cadre géographique et structural

Malgré une certaine monotonie structurale, la bordure nord-aquitaine présente une grande diversité de paysages, due aux variations de faciès des séries sédimentaires mésozoïques.

● A l'W, les *Pays charentais* sont caractérisés par des formes topographiques assez molles, traduisant la présence de séries marneuses ou marno-calcaires.

D'Ouest en Est, deux régions s'individualisent :

- Le littoral rochelais (Aunis) parfois marécageux ;
- Le plateau charentais (Angoumois) plus accidenté.

● A l'E, la topographie est vigoureuse. Des falaises sont sculptées dans des calcaires durs, ce sont les *Causses du Quercy*.

Du Nord au Sud on distingue :

- Le Causse Martel, entre Vézère et Dordogne ;
- Le Causse Gramat, entre Dordogne et Lot ;
- Le Causse de Limogne, entre Lot et Aveyron.

● Entre ces deux aires sédimentaires, aux caractères très tranchés, le *Périgord* constitue une zone de transition : les croupes du Périgord blanc rappellent les paysages charentais, alors que le Périgord noir et le Causse de Cubjac annoncent les plateaux quercynois.

● Vers le S, le Crétacé supérieur, puis le Tertiaire continental, masquent le Jurassique.

Quelques sondages de recherches pétrolières (Saint-Félix en Charente, la Tour Blanche et Saint-Géry en Périgord, Campagnac, Sauveterre et Soubirous dans le Quercy) ont montré l'existence d'une vaste gouttière synclinale, d'orientation armoricaine, limitée au Sud par une remontée brusque sur la zone haute de la Garonne (ride de Bordeaux).

II. — Historique de la recherche

Le Jurassique nord-aquitain, malgré une vaste extension, a été peu étudié, ce qui explique qu'il soit pratiquement ignoré des traités classiques.

Dès 1850, des recherches très sérieuses ont été entreprises par : M. Boisselier [4], E. Fournier [23], H. Coquand [11], J. Welsch [57], G. Mouret [47]; deux thèses, parues avant 1914, clôturent ces travaux : Ph. Glangeaud [33 à 37] a magistralement analysé le Jurassique charentais et périgourdin tandis que A. Thevenin décrivait les séries du Quercy [54].

Entre 1914 et 1944, cette région fut à peu près délaissée, au profit de zones plus spectaculaires. Seuls, F.M. Bergougnoux [2], P.A. Gillard [32] et G. Mathieu [45] ont continué les explorations, dont les résultats sont consignés dans le Bulletin du service de la carte géologique de France (B.S.C.G.F.).

Depuis 1945, un regain d'activité s'est manifesté : une révision des cartes géologiques a été entreprise par G. Butel [6], [7], [8], G. Waterlot et J. Polveche [55], [56], J. Fradin [24], [25], B. Gèze et ses collaborateurs [29], [30], [31]; quelques mémoires universitaires ont été consacrés à certains secteurs limités; ce sont les travaux de J. Gabilly [26], [27], R.M. Lafuste [12],

M. Servant [53], E. Fourcade [20], [21], P. Donze [15], J. Famechon [19], S. Lafitte [41], R. Prud'homme [51], R. M. Seronie-Vivien [52], E. Cariou [9], [10].

Enfin les équipes de recherches pétrolières ont apporté de nombreuses informations, obtenues par le relevé méticuleux de coupes stratigraphiques.

Les géologues d'Esso, conduits par F. Dalbiez et R. M. Seronie-Vivien [12] ont décrit des unités de terrain et les ont corrélées avec les nouvelles formations définies dans les sondages ; puis, de 1955 à à 1956, sous la direction de P. Burollet [5], les chercheurs de la C.F.P. (Compagnie française des pétroles) ont entrepris une nouvelle synthèse basée sur l'établissement d'échelles locales, parallélisées entre elles grâce à l'étude des microfaunes ; dans cette équipe Ph. Dufaure a réalisé l'analyse des microfaciès qu'il a publiée dans un travail fondamental [16], tandis que P. Fernet, étudiant les Ostracodes, tentait de retrouver dans le forage de Saint-Félix, les zones ainsi définies en surface [18].

Ces deux dernières études constituent les bases les plus solides de nos connaissances, mais elles datent déjà un peu au regard des progrès de la sédimentologie et de la micropaléontologie. Dans le cadre d'une thèse de doctorat, consacrée au Jurassique aquitain, nous nous sommes efforcés de poursuivre et de compléter ces travaux.

Les schémas qui vont suivre représentent l'état actuel de nos recherches.

II. - UNE SÉRIE DE RÉFÉRENCE : Le Jurassique du littoral charentais

La succession classique du Jurassique du littoral charentais s'observe en progressant vers le S, c'est-à-dire en recoupant les auréoles de plus en plus récentes qui reposent sur le massif vendéen. Elle est connue de longue date à la suite des travaux de M. Boisselier. Elle a fait l'objet d'une excursion de la Société géologique de France en 1887, conduite par Beltremieux ; depuis, elle fut décrite maintes fois (voir le livret guide de l'excursion du club Aquitaine réalisé par Esso en 1961).

Pour reconstituer la série, il est nécessaire de raccorder des coupes partielles, relevées dans des carrières ou le long des falaises du littoral, mais il existe encore quelques lacunes entre les différents tronçons d'affleurement, car le marais a envahi les combes développées dans les termes les plus marneux.

La base de la série a été minutieusement décrite par J. Gabilly le long des falaises de la région des Sables-d'Olonne [27]. Elle se compose d'assises à faciès littoral, déposées en bordure du continent vendéen.

Le Lias inférieur et moyen, très réduit, moule les irrégularités du socle ancien, sans l'intermédiaire de Permo-Trias ; la découverte récente de belles pistes de Vertébrés, confirme la faible bathymétrie de ces dépôts. Le Lias supérieur, marneux, est complet mais très condensé : il a moins de 10 m d'épaisseur. Le passage au Bajocien s'effectue par l'intermédiaire d'une zone de condensation (zone à *Witchelia laeviuscula*).

I. — Bajocien-Bathonien inférieur : Série de Corps

Au N de Luçon affleure un calcaire à pâte fine, gravelles limoniteuses et « microfilaments ». Cette assise est disposée en bancs décimétriques, souvent noduleux, séparés par des zones de condensation argileuse, riches en Ammonites roulées, usées et parfois phosphatées.

Dans les niveaux de base, le Bajocien inférieur est représenté par des *Witchelia* et des *Soninia*, tandis que vers le sommet, le Bajocien supérieur renferme *Emileia* sp., *Skiroceras* sp., et *Cosmoceras garantianum*.

L'ensemble de la formation ne dépasse pas 10 m. Elle se termine par une épaisse zone de condensation, connue sous le nom de banc pourri [22] dans laquelle on récolte une faune du Bathonien inférieur : *Oppelia, Tulites.* Les géologucs de la C.F.P. ont groupé ces assises avec celles du Bathonien supérieur sous le nom de calcaire du Poyre, mais l'importance de la rupture de sédimentation matérialisée par le banc pourri nécessite la définition de deux formations distinctes.

II. — Bathonien supérieur, Callovien, Oxfordien : Séries de Luçon et de Chaillé

De Luçon à Fontenay-le-Comte, une vaste table calcaire correspond au Bathonien supérieur, épais de 20 à 30 m. Elle est formée par un calcaire cryptocristallin à gravelles, parfois limoniteuse, et microfilaments.

Les Ammonites sont : *Tulites, Choffatia, Erymnoceras, Stephanoceras* cf. *coronatum, Oppelia aspidoïdes.*

Au S, s'étend le marais poitevin, développé dans les marnes pyriteuses du Callovien inférieur, riches en faunes pyriteuses : *Proscaphites, Hecticoceras, Brightia, Reineckeia anceps.*

L'ancienne île de Chaillé correspond aux assises plus carbonatées du Callovien supérieur. Dans un calcaire argileux, ocré, riche en microfilaments, on récolte *Choffatia* sp. et *Peltoceras athleta.* Cette formation, qui ne dépasse pas 40 m d'épaisseur, est couronnée par un horizon noduleux, condensé qui représente l'Oxfordien inférieur.

III. — Oxfordien supérieur (Argovo-Rauracien) : Série de Marans et d'Esnandes

Dans les environs de Marans, quelques falaises émergeant du marais permettent l'étude de la série marno-calcaire du Jurassique supérieur, puissante de 200 à 300 m.

A l'île d'Elle, des marnes noires, pyriteuses, représentent l'Argovien à *Ochetoceras canaliculatum.*

Dans les carrières de Marans, des alternances décimétriques de marnes et calcaire argileux pyriteux renferment des Ammonites de l'Argovien, puis la faune classique du Rauracien : *Ochetoceras marantianum, Peltoceras* (*Epipeltoceras*) *bimammatum.*

Aux falaises d'Esnandes, ces assises passent, vers le haut, à des bancs plus calcaires renfermant des *Arisphinctes ;* puis la série redevient plus argileuse, elle contient des *Pseudocyclammina jaccardi* SCH. Dans l'anse de la Pelle et de Marsilly, le Rauracien supérieur est signalé par de belles faunes : *Arisphinctes, Orthosphinctes.* La découverte de ces Ammonites nous permet d'exclure l'âge kimméridgien inférieur (séquanien) qui avait été avancé par Ph. Dufaure et E. Fourcade.

Un épisode plus carbonaté, légèrement dolomitique, parcouru de surfaces durcies, clôture la formation. Ce banc, qui affleure à la pointe du Plomb, renferme des organismes néritiques : Brachiopodes, Ostréidés ; il pourrait représenter l'équivalent des calcaires de Saint-Martin des sondages.

IV. — Kimméridgien inférieur : Séries de la Repentie, des Minimes, de la pointe du Chay et de Châtelaillon

Le Jurassique terminal débute, à la Repentie, par des marno-calcaires gris, renfermant des *Arisphinctes.* L'épaisseur de cette formation, difficile à évaluer à cause de replis, doit dépasser 100 m.

Puis, après la lacune d'affleurement due au port de La Pallice, apparaissent, aux falaises des Minimes, des calcaires crayeux, en petits bancs, à interlits riches en Nérinées, *Montlivaultia,* Encrines. Dans l'anse de Port-Neuf, M. Normand a récolté quelques Ammonites : *Progeronia, Arisphinctes.* Les *Pseudocyclammina jaccardi* sont présentes. Nous pensons que l'ensemble : Série des Minimes et Série de la Repentie, doit correspondre aux marno-calcaires de Lamarque des sondages.

Puis viennent les classiques niveaux récifaux de la Pointe du Chay, constitués par l'alternance de masses construites et de termes marno-calcaires ; traditionnellement cette formation est rapportée au Séquanien à *Perisphinctes achilles,* mais la définition de cette Ammonite est très imprécise et une révision s'impose. La découverte de rares *Progeronia* confirme le rattachement au Kimméridgien inférieur.

Ensuite, des marnes indurées, très pyriteuses, se développent au S de Châtelaillon, aux Boucholeurs. Les Ammonites sont très usées, mais des *Rasenia* y ont été signalées. Elles indiquent le sommet du Kimméridgien inférieur de Haug. Un niveau calcaire oolithique et glauconieux marque la base du Kimméridgien supérieur.

V. — Kimméridgien supérieur : Série de la Pointe d'Yves

Malgré quelques petites failles, les falaises d'Yves montrent une succession complète du Kimméridgien supérieur, que nous reconstituons de la façon suivante :

a) Lumachelle argileuse bleutée à très nombreuses Exogyres (50 cm), puis calcaire argileux parcouru de gros terriers (2 m).

b) Alternances (en petits bancs) de calcaire argileux et de marne bleue (2 m).

c) Marne grise, indurée (1 m).

d) Calcaire beige, et marnes claires en bancs de 30-40 cm, parcourus, à leur base, par de gros terriers (5 m).

e) Calcaire en petits bancs, perforés à leur sommet (4 m).

f) Marnes beiges riches en Exogyres (2 m).

g) Calcaire en petits bancs (1 m).

Dans les niveaux *a*, *b*, *c*, on récolte de nombreux *Aspidoceras* du groupe *lallierianum* qui indiquent la base du Kimméridgien supérieur, tandis que, de *d* à *f*, des *Aspidoceras caletanum* indiquent une zone plus élevée.

Enfin, le niveau *g*, appartient déjà au Portlandien, car il renferme des *Gravesia*. Nous conservons, ici, le Portlandien au sens de Haug, et le Kimméridgien supérieur se trouve ainsi ramené à la zone à *Aulacostephanus pseudomutabilis*.

Toute la formation est riche en « *Pseudocyclammina* » *virguliana*.

VI. — Portlandien inférieur :

Série des Nouillers

Le Portlandien inférieur affleure au NW de l'île d'Oléron. Il s'agit d'une série calcaire, en bancs de 30 cm, riches en Exogyres, « *Pseudocyclammina* » *virguliana*, *Haplophragmium surprajurassicum* et bien datée par de nombreuses *Gravesia*. Elle se termine par des bancs perforés, à laminae, couronnés par des marnes noires.

Pour définir cet ensemble, nous proposons le terme de Série de Nouillers, car les carrières situées à la sortie de ce village montrent une très belle série riche en Ammonites.

VII. — Portlandien supérieur :

Série de Chassiron

Cette dernière formation n'est datée que par des faunes d'Ostracodes, elle correspond à une série de termes de plus en plus continentaux. A la pointe de Chassiron, au Nord de l'île d'Oléron, une bonne coupe peut être observée. Elle a été décrite maintes fois, P. Donze [19]. Son contenu micropaléontologique est bien connu (Colloque de Micropaléontologie aquitaine, 1957), mais elle montre aussi une très belle succession de figures sédimentaires qui caractérisent des zones littorales et intercotidales.

a) Calcaires à terriers et Lamellibranches (Corbules, Cyrènes) (5 à 6 m).

b) Calcaire noduleux et marnes beiges (3 m).

c) Lumachelle massive (1 m).

d) Calcaire argileux et boules construites par des Annelides (1 m).

e) Calcaire argileux perforé et marnes noires.

f) Marnes noires et masses gypseuses.

g) Dalles de calcaire argileux, faiblement dolomitique à laminae et mud-cracks.

Le Tertiaire, discordant, masque le sommet de la formation qui est ainsi très incomplète. Plus à l'Est, dans le bassin « Purbeckien » du Pays Bas charentais, la série est très épaisse ; elle montre de nombreuses récurences de faciès liées aux étapes de la régression qui clôture le Jurassique.

INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE : LES GRANDES LIGNES DE L'EVOLUTION VERTICALE

Le Jurassique du littoral charentais se compose d'alternances, monotones en apparence, entre des marnes et des calcaires argileux ; la richesse en Céphalopodes témoigne d'un milieu de dépôt ouvert, de type océanique ; l'analyse séquentielle révèle l'existence de rythmes sédimentaires résultant de l'intéraction entre une sédimentation carbonatée et l'arrivée de termes détritiques fins : les ruptures de rythmes sont jalonnées par des zones de condensation ou par des épisodes néritiques (calcaires récifaux ou oolithiques). Les rythmes suivants ont été individualisés :

I. — Jurassique moyen supérieur

● *Rythme J A.* Un premier rythme correspond à la formation des calcaires de Corps, il est clôturé par une période de non dépôt, englobant le Bathonien inférieur.

● *Rythme J B.* La sédimentation carbonatée reprend avec la Série de Luçon, puis ce rythme se prolonge avec l'arrivée des marnes, déposées en milieu réducteur ; il se termine avec un retour des carbonates, suivi d'une zone de condensation de l'Oxfordien inférieur.

● *Rythme J C.* Après cette période de sédimentation négative, les apports détritiques fins sont abondants ; ils se déposent dans un milieu confiné et constituent les Séries de Marans et d'Esnandes ; des épisodes plus carbonatés jalonnent les fins rythmes mineurs ; le plus important est celui du Plomb.

II. — Jurassique terminal

Le régime marno-calcaire se poursuit durant le Séquanien (Série de La Repentie).

● *Rythme J I.* A la suite d'une importante rupture liée à l'existence, plus au Sud, d'une phase tectonique, débute un rythme complexe qui traduit les déplacements d'un édifice récifal ; tour à tour on observe : un dépôt de lagon (calcaire des Minimes), puis des zones construites (Série de la Pointe du Chay) ; finalement ces récifs sont chassés par la sédimentation argileuse qui s'instaure à nouveau (marnes réductrices de Châtelaillon).

● *Rythme J II.* Ce rythme débute par un épisode agité, oolithique et glauconieux, puis se poursuit avec la Série de la Pointe d'Yves, constituée par des marnes et des calcaires argileux, déposés dans des vasières à Exogyres, parfois confinées. A deux reprises le développement des apports détritiques marque la fin d'un rythme mineur.

● *Rythme J III.* Avec le rythme suivant (Série des Nouillers) le milieu redevient plus oxygéné, et les marnes sont moins abondantes, sauf au sommet, où elles ont déjà un caractère sub-continental (marnes ligniteuses).

● *Rythme J IV.* Après une brève récurence marine, le régime lagunaire s'installe définitivement. Les niveaux à Annelides, laminae et mudcrack, correspondent à des zones de balancement des marées, tandis que les marnes gypsifères appartiennent à des lagunes sursalées.

De nombreux rythmes mineurs jalonnent les vicissitudes de détail de ces dépôts régressifs de faciès purbeckien.

Ainsi, malgré une certaine homogénéité, deux ensembles se dégagent : les rythmes du Jurassique moyen supérieur, d'une part, développés dans un milieu uniquement océanique où prolifèrent Microfilaments et Ammonites, et interrompus par des zones de condensation, les rythmes du Jurassique terminal, d'autre part, souvent complexes, correspondant à des séries plus néritiques, où les Céphalopodes sont associés à des accumulations d'Huîtres, de très nombreux Foraminifères arénacés (Lituolidés), et des organismes coloniaux récifaux.

Dans le détail, le mécanisme de dépôt des séquences élémentaires, formées par la succession marne-calcaire, est difficile à reconstituer. Toutefois, il est clair que dans le milieu sédimentaire océanique (Jurassique moyen et supérieur) les marnes apparaissent en base de rythme, tandis qu'en milieu néritique (Jurassique terminal) elles clôturent les évolutions et prennent un caractère sub-continental.

Ce caractère s'accusera avec le dépôt des marnes ligniteuses développées au sommet des rythmes du faciès purbeckien, lors de la grande régression qui marque la fin du cycle jurassique et qui sera suivie d'une longue émersion correspondant à tout le Crétacé inférieur.

III. - L'ÉVOLUTION VERS L'EST DU JURASSIQUE NORD-AQUITAIN

La série du littoral charentais marno-calcaire, riche en Ammonites, passe rapidement, en direction de l'Est, à des termes carbonatés ne renfermant que des fossiles benthiques. Malgré cette variation de faciès, il est possible de retrouver les grands rythmes sédimentaires observés en Charente, ce qui permet d'établir des échelles locales de formations et de reconstituer les évolutions verticales et horizontales des corps sédimentaires, des Charentes au Quercy.

I. — Jurassique moyen et supérieur

Durant le Jurassique moyen et supérieur, les deux milieux de sédimentation, océanique en Charente, et néritique en Quercy, s'opposent nettement ; un arc récifal sépare ces deux provinces ; il reste cantonné dans la région d'Angoulême, car il s'agit d'une période relativement stable.

1. — Rythme J. A. (Bajocien - Bathonien inférieur)

Le calcaire à Microfilament de Corps s'étend jusqu'à Angoulême, où il devient siliceux. Au-delà d'un édifice récifal, observé par Ph. Glangeaud, à Marton, s'étend l'aire du Périgord-Quercy, recouverte par des dunes oolithiques (Série d'Autoire) ; ces assises se dolomitisent au SE, dans la région de Saint-Antonin.

Le banc pourri du Bathonien supérieur est connu jusqu'à Niort, puis la série s'épaissit rapidement et passe à des termes sub-continentaux, littoraux en Périgord, puis saumâtres en Quercy (marno-calcaire de Cajarc) Bleicher (1871). Ce schéma est remarquable : il montre que lors d'une fin de rythme, une polyzone de condensation, épaisse d'un mètre en milieu océanique peut correspondre, en milieu néritique, à plus de 150 m de marno-calcaire ligniteux !

2. — Rythme J. B. (Bathonien supérieur - Callovo-Oxfordien)

Le Bathonien supérieur rappelle encore les faciès du rythme précédent : calcaire à filaments de Luçon, calcaire à *Rhynchonella hopkinsi* du Périgord, calcaire parfois oolithique et dolomitique du Quercy, daté par quelques Foraminifères (Meandropsinidés - *Orbitammina*).

Les marnes du Callovien (Série de Chaillé) passent, au-delà d'Angoulême, à des séries sub-récifales à Rhynchonelles (Série de Cubjac en Périgord) puis à d'épaisses assises de calcaire à pâte fine (Série de Roc Amadour) ne renfermant que des *Trocholina* et quelques *Kurnubia.*

L'Oxfordien inférieur, condensé sur le littoral, n'est signalé qu'aux environs de Niort (découverte dse *Q. mariae* par Ph. Glangeaud). Au N d'Angoulême, il est à nouveau représenté par un béton phosphaté (Fourcade, 1963), puis, en Périgord et Quercy, il correspond à un terme marno-calcaire à faune saumâtre (Série de Lacave, Fournier, 1896). Ce schéma, analogue à celui du Bathonien, montre en plus l'existence, aux environs de Luçon, d'une gouttière prolongeant, selon une directe varisque, le Seuil du Poitou.

3. — Rythme J. C. : Argovo - Rauracien

La puissante assise des marnes à Ammonites (Séries de Marans et d'Esnandes) ne se développe pas au-delà de Niort. Des calcaires micritiques lui succèdent, puis des calcaires bioclastiques déposés en avant d'un édifice récifal (Récif de Saint-Angeau et de La Rochefoucault). Au-delà de celui-ci, en Périgord et Quercy, se développe une série très épaisse, ne renfermant que des *Trocholines, Kurnubia, Proto-*

peneroplis : Série de Laurière en Périgord, calcaire de Boréze, Lacassagne et Saint-Géry en Quercy (Mouret, 1887). Il s'agit de formations calcaires constituées par l'enchevêtrement de termes récifaux, de dunes oolithiques et de calcaires micritiques, légèrement dolomitiques, azoïques.

Deux rythmes mineurs y sont identifiés, le second, équivalent des marno-calcaires d'Esnandes, se termine par une assise saumâtre : marno-calcaire à *Astarte* de Vers (Magnan, 1869).

Ainsi est-il possible d'établir les bases d'une stratigraphie dans l'ensemble très monotone de la province orientale : les faunes d'Ostracodes, associées aux niveaux saumâtres, constituent les repères paléontologiques les plus précieux.

II. — Jurassique terminal

Le Jurassique terminal est une période d'homogénéisation de faciès (Ph. Dufaure) ; à la suite d'un mouvement positif, manifesté lors de la phase kimméridgienne, les fonds se relèvent ; les provinces occidentales et orientales perdent leur individualité, elles sont le siège de déplacements importants des corps sédimentaires, qui évoluent au gré des mouvements épirogéniques. Le Jurassique terminal est une période instable, amorçant la fragmentation de l'Aquitaine, qui interviendra au Crétacé inférieur.

1. Rythme J. I. : Séquanien - Kimméridgien inférieur

Le récif de la Pointe du Chay est le seul édifice construit connu ; progressivement, les marnes de Châtelaillon sont remplacées, vers l'Est, par des calcaires, et, après la lacune d'affleurement du Périgord, apparaît une formation, en petits bancs, à Exogyres, bréchique à la base (Série du Cras). Elle renferme l'association *Pseudocyclammina jaccardi* Sch. « *Pseudocyclammina* » *virguliana* Koeschlin.

2. Rythme J. II : Kimméridgien supérieur

Les dépôts de cette période sont les plus constants de tout le Jurassique aquitain. Les marno-calcaires à Exogyres de la Pointe d'Yves se retrouvent en Périgord (Saint-Cyprien) et dans le Quercy (Série de Francoulès). Le terme argileux, euxinique, qui clôture le premier rythme mineur, est représenté en Angoumois (Coursac) en Périgord (Saint-Cyprien) et dans le Quercy (Schistes bitumineux de Saint-Pompon). Le second rythme mineur est reconnaissable partout, mais il devient plus carbonaté vers l'E et, dans la région d'Angoulême, apparaissent des termes gréseux et oolithiques (environs de Vindelles).

Tout au long de la bordure nord aquitaine, nous avons récolté des Ammonites caractéristiques : *Aspidoceras* du groupe *lallerianum* à la base, et *Aspidoceras caletanum* au sommet, auxquelles s'associent, en Quercy, des formes du Jura : *A. altenensis* et *Aulacostephanus crassicosta*, découvertes à Francoulès.

La microfaune se compose essentiellement de Lituolidés : « *Pseudocyclammina* » *virguliana* et d'Ostracodes.

3. — Rythme J III : Portlandien inférieur

Dans la coupe des Charentes, le Portlandien inférieur présente un caractère littoral, souligné par la présence de surfaces perforées et d'empreintes de Dinosaures observées par A. F. de Lapparent [43].

Dans la gouttière de Niort - Saint-Jean-d'Angély, une puissante série, riche en *Gravesia*, se développe ; elle est observable dans les carrières des Nouillers et aux environs de Bignay, où d'Orbigny voyait un parastratotype du Portlandien [49].

En Angoumois, des édifices récifaux prolongent la Série des Nouillers. C'est un ensemble complexe de grès, calcaires à Polypiers, micrite à points rouges (lumps), calcaire à oolithes et Nérinées, étudié par Ph. Glangeaud [36] puis par M. Servant [53]. On y rencontre encore quelques *Gravesia*.

En Périgord occidental, à la Tour Blanche, affleure une série analogue (Série de la Mateille), tandis qu'à Saint-Cyprien, au SE, apparaît une formation monotone, en petits bancs, constituée de calcaire micritique à Lumps limoniteux renfermant de très nombreux « *Pseudocyclammina* » *virguliana* et *Haplophragmium suprajurassicum* et quelques *Gravesia*.

La découverte d'une *Gravesia* à Peyrilles nous permet d'assurer la datation de cet ensemble (Série de Peyrilles) dans le Quercy.

4. — Rythme J IV : Portlandien supérieur

Dans la Série de Chassiron, le faciès purbeckien succède rapidement à un terme littoral.

Aux environs de Juicq, dans le prolongement de la gouttière de Niort, la base de ce rythme est plus marine et renferme quelques Ammonites du Volgien russe, découvertes par P.-M. GILLARD [32] : *Craspedites subditus* d'ORBIGNY, *Virgatites virgatus* d'ORBIGNY.

Plus vers l'E., de Saint-Jean-d'Angély à Angoulême, le faciès purbeckien se développe largement et constitue le bas pays charentais ; à trois ou quatre reprises, des niveaux gypsifères, associés à des calcaires, alternent avec des marnes noires : ces évolutions dessinent des rythmes mineurs très épais (50 à 80 m chacun).

A la Tour Blanche subsiste un édifice récifal (Série de Cercles) renfermant de petites Néotrocholines, des *Feurtilia frequens* MAYNC et quelques rares *Iberina lusitanica* MAYNC (DELFAUD, 1963).

A partir de Saint-Cyprien, et dans tout le Quercy, le terme marin de base est peu épais, il est représenté par quelques mètres de calcaire micritique à galets mous, où nous avons observé des Néotrocholines, des *Feurtilia*, et de rares *Iberina*. Puis la série se poursuit par des calcaires en plaquettes (Série de Casals = Pierre de Cahors des carriers) caractérisée par un cortège de figures sédimentaires qui accompagnent les dépôts intercotidaux : laminae, mud-cracks, bulle de gaz (DELFAUD et GOTTIS, 1966). Des flaques, d'un énigmatique Purbeckien argileux, les surmontent (BERGOUGNOUX).

Ainsi, grâce à la présence de nombreuses microfaunes, et de quelques Ammonites, l'établissement de la stratigraphie du Jurassique terminal ne présente plus de difficultés majeures ; notons que ces Ammonites sont exclusivement de type nordique, les faunes mésogéennes manquant totalement.

INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE

Malgré des différences certaines dans le style d'évolution, des constantes se dégagent de l'étude sédimentologique du Jurassique moyen et supérieur et du Jurassique terminal.

I. — Répartition horizontale des dépôts

De La Rochelle au Dôme de la Grésigne, à tous les étages stratigraphiques, les faciès s'ordonnent dans le même ordre qui est :

a) Marno-calcaire composé d'alternances binaires, décimétriques, à faune pélagique. Quelques accidents récifaux.

b) Calcaire micritique, à faune pélagique, débris coquilliers.

c) Edifice récifal construit.

d) Calcaire sparithique très bioclastique, à faune benthique abondante.

e) Petits édifices récifaux, associés à des zones micritiques, bioclastiques ou oolithiques.

f) Calcaire oolithique, à stratifications entrecroisées.

g) Calcaire à pâte fine.

h) Calcaire à laminae.

i) Marno-calcaires, parfois ligniteux, à faunes saumâtres.

j) Calcaires à pâte fine à Ostracodes ou Characées parfois dolomitiques.

Un faciès argileux, euxinique, à Lamellibranches, se développe, à partir du Kimméridgien, entre *d* et *e*.

Cette répartition correspond à deux milieux de sédimentation aux caractères très tranchés : les deux premiers termes se sont déposés dans une aire océanique relativement profonde, stable, car la bathimétrie était supérieure à l'ampleur des variations du niveau marin.

Les termes suivants, au contraire, correspondent à des dépôts d'une plateforme néritique, très peu profonde, sensible aux moindres variations du niveau des eaux.

A la limite entre ces deux domaines se développe un arc récifal complexe, véritable récif barrière (structure d'Angoulême).

Dans l'aire océanique, les ruptures de rythmes de sédimentation se traduisent par des zones condensées, tandis que dans le milieu néritique, elles correspondent à des séries épaisses, saumâtres.

A l'occasion des mouvements régressifs un troisième milieu, subcontinental, apparaît. Il se caractérise par des textures fines (micrite) souvent litées, et des faunes saumâtres ; il correspond aux franges continentales, occupées par des lagunes dans lesquelles se déposent des lignites, si le milieu se dessale, ou de l'anhydrite lors des sursalures. La zone de plage, ou zone de balancement des marées, est le siège de formation de figures sédimentaires caractéristiques : mud-cracks, laminae, qui permettent de tracer la limite de la zone néritique.

Les apports détritiques grossiers sont pratiquement absents de ce schéma, car les continents, fortement usés par la pénéplanation triasique, n'évacuaient plus de produits de démantèlement. De plus, une épaisse couverture végétale contribuait à la fossilisation de ces surfaces. Une telle biostasie, liée à l'absence de reliefs aériens, explique l'existence de termes sub-continentaux exclusivement carbonatés ou évaporitiques qui constituent le type même du faciès purbeckien. Il s'oppose ainsi aux faciès wealdiens, argileux, qui se déposent à la suite d'une reprise d'érosion consécutive à un mouvement tectonique. Les seuls apports correspondent à des colloïdes très fins, résultant d'un transit océanique, et déposés dans l'aire à faciès pélagique. Leur origine exacte est difficile à préciser, car il est probable qu'ils proviennent d'un continent atlantique, effondré actuellement.

Quoi qu'il en soit, ces colloïdes deviennent plus abondants à partir du Kimméridgien, vraisemblablement à la suite de la reprise d'érosion qui suivit les rajeunissements des reliefs par une des phases tectoniques. Ils envahissent l'aire néritique qui devient le siège d'une sédimentation de vasières à Exogyres.

La place des termes marneux dans les séquences élémentaires est difficile à saisir ; il semble que la séquence calcaire-marne à terriers-marnes, se situe au début du cycle, tandis que l'alternance marne-calcaire perforé appartienne à des fins de cycles. Ces constatations, à l'échelle élémentaire, semblent opposées à celles effectuées à plus grande échelle : les marnes sont à la base des rythmes océaniques tandis qu'elles clôturent les rythmes des aires néritiques.

II. — Evolution dans le temps du cortège des faciès

La répartition suivante, correspond à un schéma statistique valable pour un moment donné. En fait, ce cortège des faciès s'est déplacé géographiquement. Les affleurements de la bordure nord-aquitaine constituent une étroite bande, aussi nous ne disposons d'observations que selon une seule direction : la répartition N-S perpendiculaire au Massif Central est très mal connue, car le Jurassique n'a été exploré en forages que trop épisodiquement.

Compte tenu de ces limites, les évolutions suivantes apparaissent :

— Durant le Jurassique moyen et supérieur, une transgression se développe d'W en E, les marnes, cantonnées dans la région de Niort au Callovien, arrivent jusqu'en Angoumois à l'Argovien, tandis que les zones oolithiques se déplacent de l'aire Périgord-Causse Martel vers un secteur plus oriental : Causse Martel à Causse Gramat.

La régression séquanienne dut être brutale car il est difficile de suivre le recul des corps sédimentaires vers l'W.

— Au Kimméridgien inférieur, le récif de la Pointe du Chay traduit la nouvelle avancée de la mer, mais il ne doit pas correspondre à l'arc récifal proprement dit.

Les marnes envahissent jusqu'au Quercy, tandis que les récifs progressent de Matha jusqu'à Brantôme.

La régression sera à nouveau rapide et ne s'accompagnera pas de stades intermédiaires de retrait de la mer.

La cause de ces mouvements est difficile à saisir car ils doivent ressortir de l'interaction entre les mouvements eustatiques des eaux et les mouvements épirogéniques du fond. Il n'est pas sûr que la bordure nord-aquitaine se soit comportée comme un bloc rigide homogène, et concurremment, ont pu se développer des mouvements positifs en Quercy et négatifs en Charente.

III. — Rôle de la subsidence

L'observation des isopaques permet de dégager un certain nombre d'enseignements : le maximum d'épaisseur a toujours été situé en Quercy, dans la province où prédomine la sédimentation carbonatée néritique. Cette disposition exclut que les maximum d'épaisseur soient en liaison directe avec les apports détritiques, car ceux-ci venaient de l'W, et c'est dans cette direction que les couches s'amincissent. De plus, elle montre que le maximum de sédimentation se situe dans les aires peu profondes, sièges d'une intense précipitation de carbonates. Toutes ces observations montrent que la sédimentation fut principalement régie par la subsidence. Celle-ci fut très forte en Quercy, dans le prolongement des Grandes Causses et du détroit de Rodez. L'étude de l'épaisseur des bancs confirme ce schéma ; par exemple au Kimméridgien supérieur, les alternances marne-calcaire, sont plus épaisses en Quercy qu'en Charentes. Les gros bancs sont donc liés à une forte subsidence qui « piégeait » les sédiments, mais qui maintenait le fond à de très faibles profondeurs, tandis que des déséquilibres ont pu momentanément causer un approfondissement régional, par exemple, dans la région de Cahors au sommet du Kimméridgien supérieur.

Ainsi le Jurassique nord-aquitain montre un schéma simple, cohérent, de répartition des dépôts de type carbonaté ou argileux. Ce schéma, vertical et horizontal, permettra de comprendre des zones plus complexes, telle la zone sud-aquitaine, où de multiples phénomènes secondaires, liés essentiellement aux jeux du socle, ont masqué les lignes directrices de la sédimentation.

CONCLUSION : Unités paléogéographiques

Les sondages d'exploration pétrolière ont montré que le socle ancien du Massif central est présent à moyenne profondeur sous la bordure nord-aquitaine ; il est affecté de plissements de direction armoricaine ou varisque, qui dessinent dans le Jurassique et le Crétacé de vastes structures anticlinales.

Ce canevas structural actuel coïncide avec les unités sédimentaires mésozoïques, car il s'agit d'une vieille trame hercynienne qui a joué constamment, guidant ainsi la sédimentation. L'analyse sédimentologique et stratigraphique a permis de reconstituer les grandes lignes de cette topographie durant le Jurassique.

1. *Trois gouttières*, d'orientation varisque ou EW, étaient individualisées dans la région de Niort, de Périgueux et de Cahors. Elles furent le siège d'une sédimentation relativement continue et marine, car elles correspondaient à des dépressions ouvertes sur le bassin de Paris (région de Niort), sur le bassin centre-aquitain de Parentis (région de Périgueux), sur les Grandes Causses (région de Cahors).

2. *Des zones hautes* séparaient ces unités ; il s'agissait de structures complexes moulant des horst du socle, sur lesquelles la sédimentation fut faible. Ainsi dans la région de Teyjat - La Rochefoucault, au Sud du granite de Nontron, une flexure fut recouverte par un arc récifal qui séparait les provinces orientale néritique et occidentale océanique. Cet accident, qui traduit peut-être l'ennoyage du Massif Central, se prolonge vers le Sud ; il traverse tout le bassin aquitain jusqu'à Tarbes. Plus à l'E, entre Périgord et Quercy, une seconde ride se développait dans la région de Terrasson-Martel. Elle fut souvent recouverte par des dunes oolithiques.

Ces structures ont rejoué avant le Crétacé supérieur, car elles sont fossilisées par le Cénomanien (colline Sainte-Barbe à Angoulême).

3. *Une vaste zone haute*, d'orientation armoricaine, fermait au S le bassin nord-aquitain, de Bordeaux à Agen. Cette ride, dite de la Garonne, a constitué une barrière entre deux provinces faunistiques : au Nord les faunes sont de type boréal, comme en témoignent les récoltes dans le Jurassique terminal des Charentes et du Quercy, tandis qu'immédiatement au Sud, dans le forage de Jau par exemple, apparaissent des faunes mésogéennes.

Tous ces faits soulignent la complexité et la permanence de la trame hercynienne qui a vigoureusement marqué l'histoire géologique de l'Aquitaine et qui conditionne encore sa physionomie actuelle. Les régions naturelles ou « Pays » correspondent aux anciennes aires de sédimentation, et il n'est pas étonnant de constater que les limites des provinces traditionnelles : Angoumois, Périgord, Quercy, sont, en fait, les limites des bassins jurassiques.

Fig. 1

JURASSIQUE NORD-AQUITAIN –



JURASSIQUE DU LITTORAL CHARENTAIS – Fig. 2

LITHOLOGIE	DESCRIPTION	FORMATIONS	ÉVOLUTION des MILIEUX (← OCÉANIQUE / NÉRITIQUE →)	ZONES	ÉTAGES HAUG	ÉTAGES ARKELL
	Marnes – Gypse; purbeckien Virgatites Craspedites	Série de Chassiron		J. Ter. IV	PORTLAND. SUPÉRIEUR	PORTLANDIEN
	Calcaires à points rouges Gravesia	Série des Nouillers		J. Ter. III	PORTLAND. INFÉRIEUR	KIMM. SUP.
	A. Caletanum Marnes et c. argileux à Exogyres. A. Lallierianum	Série de la Pointe d'Yves		J. Ter. et II	KIMMÉRIDGIEN SUP.	KIMMÉRIDGIEN INFÉRIEUR
	Marnes et récifs Progeronia Calcaire crayeux Marno-calcaires.	Série de Chatelaillon " " la Pte-de-Chay " des Minimes " de La Repentie		J. Ter. I	SÉQUANIEN KIM. INF.	KIMMÉRIDGIEN INFÉRIEUR
	Arisphinctes Marno-calcaires P. Bimammatum Marno-calcaires à Ammonites O. Canaliculatum	Série d'Esnandes Série de Marans		J. C.	ARGOVO-RAURACIEN	OXFORDIEN SUP.
	Marno-calcaires Peltoceras Athleta Marnes Reineckeia Anceps Calcaire crayeux Oppelia Aspidoides	Série de Chaillé Série de Luçon		J. B.	BATHONIEN SUP.	CALLOVO-OXFORDIEN
	Oppelia Fusca G. Garantiana Calcaires noduleux Sonninia	Série de Corps		J. A.	BAJOCIEN	BATH. INF.
	Marnes du Lias					

Fig. 3. — FORMATIONS DU JURASSIQUE NORD-AQUITAIN

ETAGE	CHARENTES	QUERCY	ZONE
Portlandien sup.	Série de Chassiron	Calcaire de Cazals	J. Ter IV
Portlandien inf.	Série des Nouillers	Calcaire de Peyrilles	J. Ter III
Kimméridgien sup.	Série de la Pointe d'Yves	Série de Francoules	J. Ter II b J. Ter II a
Kimméridgien inf. (Séquanien sup.)	Série de Châtelaillon Série de Pt du Chay Calcaire des Minimes Série de la Repentie	Série de Craas	J. Ter I
(Argovo-Rauracien) Oxfordien sup.	M.C. d'Esnandes M.C. de Marans	M.C. de Vers Calcaires de Laval	J.C.
Oxfordien inf. Callovien Bathonien sup.	Série de Chaillé Série de Luçon	Brèches de Lacave Calcaires de Roc-Amadour	J.B.
Bathonien inf. Bajocien	Série de Corps	Marnes de Cajarc Calcaires d'Autoire	J.A.

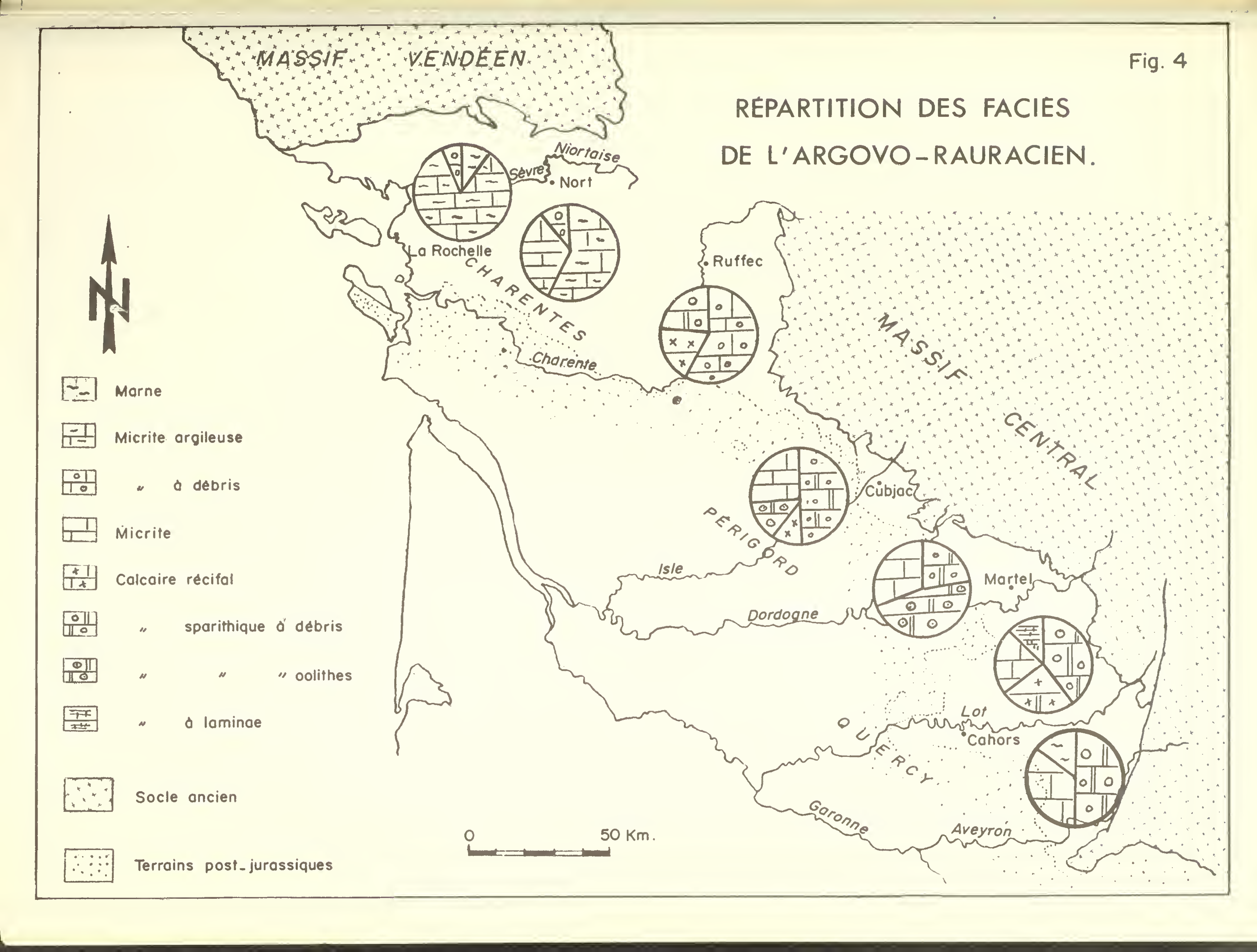

Fig. 4
RÉPARTITION DES FACIES
DE L'ARGOVO-RAURACIEN.
MASSIF VENDÉEN
MASSIF CENTRAL
CHARENTES
PÉRIGORD
QUERCY
La Rochelle
Sèvre
Niortaise
Nort
Ruffec
Charente
Cubjac
Isle
Dordogne
Martel
Lot
Cahors
Garonne
Aveyron
0
50 Km.
Marne
Micrite argileuse
" à débris
Micrite
Calcaire récifal
" sparithique à débris
" " " oolithes
" à laminae
Socle ancien
Terrains post-jurassiques

Fig. 5

RÉPARTITION DES FACIES DU PORTLANDIEN INFERIEUR.

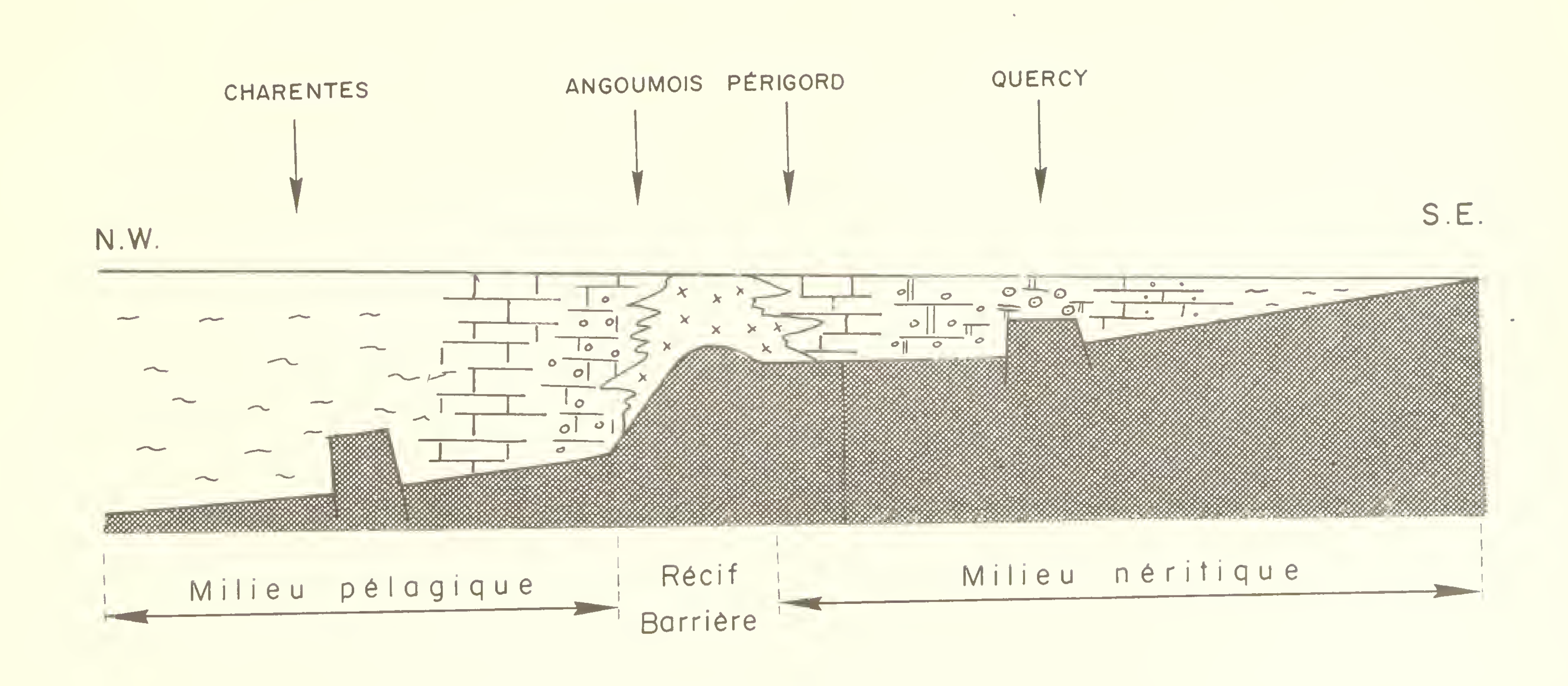
MASSIF VENDÉEN
Niortaise
Sèvre
Niort
La Rochelle
CHARENTES
Charente
Ruffec
MASSIF CENTRAL
La Tour Blanche
Cubjac
PÉRIGORD
Isle
Dordogne
Martel
Gramat
Lot
QUERCY
Limogne
Garonne
Aveyron
0 50 Km.

N

Marne
Micrite argileuse
" à débris
Micrite
Calcaire récifal
" sparithique à débris
" " " oolithes
Grés
Socle ancien
Terrains post_jurassiques

Fig. 6

LA BORDURE NORD-AQUITAINE DURANT LE JURASSIQUE.



BIBLIOGRAPHIE

On trouvera une bibliographie complète des travaux anciens dans les thèses de Ph. GLANGEAUD et de A. THEVENIN. Les publications plus récentes sont signalées dans l'article de F. DALBIEZ et R.-M. SERONIE-VIVIEN.

1. BELTREMIEUX, 1887. — Compte rendu de l'excursion du 7 septembre 1887 de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France (Châtelaillon-Fouras). *B.S.G.F.* (3), t. XV, p. 12-15.

2. BERGOUGNOUX (F. M.), 1946. — Observations sur le Kimméridgien de la feuille de Cahors au 1/80 000e. *B.S.C.G.F.*, n° 221, p. 179-185.

3. BLEICHER (G.), 1871. — Sur l'horizon lacustre et fluvio-marin de l'oolite inférieure du Midi de la France. *B.S.G.F.* (2), t. XXIX, p. 298.

4. BOISSELIER, 1894. — Feuille de Saint-Jean-d'Angély. *B.S.C.G.F.*, t. VI, p. 24-26.

5. BUROLLET (P. F.), ARNAUD (J.), CLAVIER (B.), DUFAURE (PH.) et de LESTANG (M.), 1956. — Etude géologique en Aquitaine. Rapport géologique de la Compagnie française des pétroles, n° 19.

6. BUTEL (P.), 1951. — Révision de la feuille des Sables-d'Olonne au 1/80 000e. Le Lias et le Jurassique sur le littoral. *B.S.C.G.F.*, t. XXXXIX, n° 232, p. 97-109.

7. BUTEL (P.) et TERS (M.), 1952. — Géologie de l'île de Ré. *B.S.C.G.F.*, t. XXXXIX, n° 234, p. 541-574.

8. BUTEL (P.), 1959. — Les formations d'âge secondaire au sud de la Vendée entre le massif ancien et l'océan. *B.S.C.G.F.*, t. LI, n° 239, p. 30-333.

9. CARIOU (E.), 1969. — L'Oxfordien inférieur de la bordure vendéenne du Seuil du Poitou. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CCLXI, p. 4788-4790.

10. CARIOU (E.), 1966. — Les faunes d'Ammonites et la sédimentation rythmique dans l'Oxfordien supérieur du Seuil du Poitou. *Trav. Inst. Géol. et Anthrop. Préhist. Fac. Sc. Poitiers*, t. VII, p. 48-67.

11. COQUAND (H.), 1860. — Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Deux volumes in-8°, Boulatier-Feissat et Demonchy édit., Marseille.

12. DALBIEZ (F.) et SERONIE-VIVIEN (R. M.), 1956. — Contribution à l'étude stratigraphique du Jurassique nord-aquitain. *Actes de la Soc. Lin. Bordeaux*, t. LXXXXVI, p. 5-46.

13. DELFAUD (J.), 1963. — Contribution à l'étude de sédimentologie stratigraphique du passage jurassique-crétacé en Aquitaine sud-occidentale. Thèse 3e Cycle, Bordeaux.

14. DELFAUD (J.) et GOTTIS (M.), 1966. — Sur quelques figures de sédimentation dans le Portlandien du Lot et sur leur cadre paléogéographique en Aquitaine septentrionale. *Actes Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIII, série B, p. 3-5.

15. DONZE (P.), 1960. — Les formations du Jurassique terminal dans la partie nord-ouest de l'île d'Oléron (Charente-Maritime). *Trav. Lab. Géol. Lyon*, N. S., n° 5, p. 1-30.

16. DUFAURE (PH.), 1958. — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence. *Rev. de Micropaléontologie*, vol. 1, n° 2, p. 87-115.

17. ESSO, 1961. — Livret guide Club Aquitaine sur le littoral charentais (4 et 5 janvier 1961).

18. Fernet (P.), 1960. — Etude micropaléontologique du Jurassique du forage de Saint-Félix (Charente). *Rev. de Micropaléontologie*, vol. III, n° 1, p. 19-30.

19. Famechon (J.), 1961. — Etude sédimentologique de l'anticlinal de la Tour Blanche. Thèse 3e Cycle, Bordeaux.

20. Fourcade (E.), 1963. — Etude micropoléontologique du Kimméridgien des Charentes. *C.R. Som. S.G.F.*, p. 227-228.

21. Fourcade (E.), 1963. — Etude sur l'Oxfordien du nord-ouest de l'Aquitaine. *C. R. Som. S.G.F.*, p. 199.

22. Fournier (A.), 1895. — Note sur le banc pourri et le Bajocien en quelques points des Deux-Sèvres. *B.S.G.F.* (3), t. XXIII, p. 73-74.

23. Fournier (A.), 1896. — Le Permien, le Trias et le Jurassique de la feuille de Cahors. *B.S.C.G.F.*, t. VIII, n° 51, p .263-278.

24. Fradin (J.), 1949. — Feuille de Saint-Jean-d'Angély au 1/80 000e (Argovien-Rauracien). *B.S.C.G.F.*, t. XLVII, n° 226, p. 315-319.

25. Fradin (J.), 1954. — Observations géologiques sur la feuille de Saint-Jean-d'Angély au 1/80 000e. *B.S.C.G.F.*, t. LII, n° 241, p. 137-160.

26. Gabilly (J.), 1962. — Les variations de la sédimentation du Lias et du Jurassique, en relation avec le Seuil du Poitou. Colloque seuils, 87e Congrès Soc. Sav. à Poitiers, p. 679-699.

27. Gabilly (J.), 1964. — Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Trav. Inst. Géol. et Préh. Fac. Sc. de Poitiers*, t. KV, p. 64-105.

28. Gérard (Ch.), 1936. — Les Ammonites argoviennes du Poitou. *B.S.G.F.* (5), t. VI, p. 181-218.

29. Gèze (B.), 1944. — Révision des feuilles de Cahors et de Montauban au 1/80 000e. *B.S.G.F.*, t. XXXXV, n° 216, p. 209-213.

30. Gèze (B.), Durand-Delga (M.), Cavaille (A.), 1947. — Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. *C. R. Acad.. Sc. Paris*, p. 133-139.

31. Gèze (B.), 1949. — Révision de la feuille de Cahors au 1/80 000e. *B. S. C. G. F.*, XXXXVII, n° 225, p. 129-130.

32. Gillard (P. A.), 1944. — Contribution à la stratigraphie de la Saintonge méridionale. *B.S.C.G.F.*, t. XLV, n° 216, p. 135-170.

33. Glangeaud (Ph.), 1895. — Le Jurassique à l'ouest du Plateau Central. Contribution à l'étude des mers jurassiques dans le bassin d'Aquitaine. *B.S.C.G.F.*, t. VIII, n° 50, **255 p.**

34. Glangeaud (Ph.), 1896). — Sur la faune du passage du Bajocien au Bathonien au sud du Détroit du Poitou. *B.S.G.F.* (3), t. XXIV, p. 488.

35. Glangeaud (Ph.), 1897. — Sur le Jurassique supérieur des environs d'Angoulême. *B. S.G.F.* (3), t. XXV, p. 32.

36. Glangeaud (Ph.), 1899. — Le Portlandien du bassin d'Aquitaine. *B.S.C.G.F.*, t. X, n° 62, 38 p.

37. Glangeaud (Ph.), 1901. — Sur les dômes de Saint-Cyprien (Dordogne), Fumel et Sauveterre (Lot-et-Garonne). *B. S. C. G. F.*, t. XII, n° 80, p. 48-49.

38. Grossouvre (A. de), 1897). — Sur le Callovien de l'ouest de la France et sur sa faune. *B.S. G.F.*, (3), t. XIX, p. 247.

39. Grossouvre (A. de), 1921. — L'Oxfordien moyen des environs de Niort. *B.S.G.F.* (4), vol. XXI, p. 297.

40. Hlauschek (M.), Seronie-Vivien (R. M.) et Vigneaux (M.), 1953. Géologie de la région périgourdine. Etudes géologiques en Périgord.
Ass. Franç. Tech. du Pétrole, sect. S. O., 6e cahier des C.R. des réunions géologiques, 10 p.

41. Lafitte (S.), 1962. — Etude sédimentologique de l'anticlinal de Mareuil (Dordogne). Thèse 3e Cycle, Bordeaux.

42. Lafuste, 1951. — Les récifs séquaniens de la Charente-Maritime. D.E.S. Poitiers.

43. Lapparent (A. F. de), et Oulmi (M.), 1962. — Une empreinte de pas de Dinosaurien dans le Portlandien de Chassiron (île d'Oléron). *C. R. Som. S.G.F.*, p. 232-234.

44. Magnan, 1869. — Etude des formations secondaires des bords S.O. du Plateau central de la France entre les vallées de la Vère et du Lot, 1 vol. in-8°.

45. Mathieu (G.), 1948. — Relations entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne (Vendée - Deux-Sèvres - Maine-et-Loire). *B.S.G.F.* (5), t. XVIII, p. 467-491.

46. Mouret (G.), 1880. — Esquisse géologique des environs de Brive. *Bull. Soc. Scient. Hist. Arch. de Brive*, t. I, p. 4-165.

47. Mouret (G.), 1886. — Note sur le terrain oolithique des environs de Brive. *Journ. Hist. Nat. de Bordeaux et du Sud-Ouest*, 1re série, sixième anniversaire, p. 85.

48. Mouret (G.), 1887. — Compte rendu de l'excursion à Borrèze (Dordogne). *B.S.G.F.* (3), t. XV, p. 912.

49. Orbigny (A. d'), 1842-1851. — Paléontologie française, terrains jurassiques : I. Céphalopodes. Masson et Cie, Paris, 2 vol., texte et Atlas, 642 p., 234 pl.

50. Péron, 1873. — Sur quelques points de la géologie du département du Tarn-et-Garonne, *B.S.G.F.* (3), t. II, p. 85.

51. Prud'homme (R.), 1955. — L'anticlinal de Saint-Front-Sauveterre-la-Lemance. *D.E.S. Bordeaux.*

52. Seronie-Vivien (R. M.), 1959. — Etude de l'anticlinal de Saint-Cyprien. Colloque du crétacé supérieur. Dijon.

53. Servant (M.), 1963. — Etude sédimentologique du Portlandien des Charentes. Thèse 3e Cycle, Bordeaux .

54. Thevenin (A.), 1902. — Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *B.S.C.G.F.*, t. XIV, n° 95, 203 p.

55. Waterlot (G.) et Polvèche (J.), 1951. — Observations géologiques dans le secteur de Montalembert (Feuille La Rochelle au 1/320 000e et Saint-Jean-d'Angély au 1/80 000e. *B.S.C.G.F.*, t. XLIX, n° 232.

56. Waterlot (G.) et Polvèche (J.), 1952). — Observations sur les divisions du Jurassique supérieur, le Sidérolithique et la présence quaternaire du quart W de la feuille de La Rochelle au 1/80 000e. *B.S.C.G.F.*, t. L, n° 237, p. 118-124.

57. Welsh (J.), 1903. — Etude des terrains du Poitou. *B.S.G.F.* (4), III, p. 797-881.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
15 NOVEMBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967

TOME 104 1967 Série B - N° 13

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

SUR CERTAINS ASPECTS DE L'ARCHITECTURE DU LANGUEDOC MÉDITERRANÉEN

Sa position dans le contexte continental
Le rôle respectif des mouvements du socle et de la gravité dans la tectogénèse de la couverture post hercynienne

M. GOTTIS

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 104 1967 SÉRIE B - N° 13
ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 6 MAI 1967

Sur certains aspects de l'architecture du Languedoc Méditerranéen
Sa position dans le contexte continental
Le rôle respectif des mouvements du socle et de la gravité dans la tectogénèse de la couverture post hercynienne

par Maurice GOTTIS
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Les plis de la couverture postherycienne développés tout au long du versant nord des Pyrénées abordent les marges occidentales du Roussillon selon la direction principale de la chaîne soit avec une orientation voisine de N 120° ils sont en ce domaine bornés au sud par la zone primaire axiale et au nord par le môle du Mouthoumet.

Brusquement à hauteur du méridien de Tuchan, tandis que le massif du Mouthoumet s'ennoie vers l'E, le faisceau des plis situé au nord du massif primaire de l'Agly se trouve dévié vers le NE. La direction des objets dont l'allongement est de l'ordre du kilomètre ou de la dizaine de kilomètres, oscille entre N-S et N 45° (fig. 1).

Cette modification de l'orientation des plis de couverture est accompagnée de l'exagération des tendances au déversement de ces structures vers l'extérieur de la chaîne. Le front des édifices chevauchants dessine une ligne brisée comportant des éléments de courbes à convexité tournée vers l'W ; il s'étend à travers la frange côtière du bas-Languedoc en direction du sillon Rhodanien, formant avec les plis provençaux, d'orientation E-W, une vaste baïonnette. Ce dispositif se superpose à une série d'unités architecturales d'orientation E-W dont les éléments sont affrontés brutalement ou ont été partiellement incorporés dans ces constructions plus tardives de cachet si particulier.

L'analyse des motifs chevauchants permet de mettre en évidence :

a) L'instabilité des zones où se sont déposés les matériaux qui constituent ces motifs ;

b) Le caractère généralement épiglyptique des masses chevauchantes dont l'écaillement paraît découler de l'influence de divers facteurs morphotectoniques ;

c) La durée relativement limitée de la cinématique tangentielle, génératrice des faits évoqués ;

d) La dissymétrie apparente du tracé en plan de la crête des plis intéressés. Celle-ci dessinant de brusques escaliers à regard ouest au point de raccord des directions E-W et NE-SW. C'est dans ces zones particulières où l'on a l'impression que les divers éléments architecturaux ont pivoté autour de charnières à axe vertical, que les débordements périphériques vers l'ouest sont les plus accusés ;

e) La modification du style architectural le long des profils transversaux avec plis de plus en plus plus aigus en direction du front de chevauchement généralisé. Celle-ci s'accompagne, au voisinage de ces discontinuités d'orientation des plis, de dispositions vraisemblablement engendrées sous une charge non négligeable. Ainsi se développent des flancs inverses atteignant plusieurs centaines de mètres ou quelques kilomètres (Fontfroide) et affectés de reploiements de caractère souple (fig. 2) ;

f) Le développement, dans les matériaux autochtones disposés au-devant et au contact de certains fronts chevauchants, de plis plus ou moins dissymétriques voire légèrement chevauchants et orientés NNE-SSW, parallèlement aux zones d'inlexion brutale.

Il convient, par ailleurs, de noter que les directions de ces zones particulières font un angle variables (0 à 45°) avec les orientations NNE-SSW, de nombreux accidents cimériens tardivement réanimés depuis l'Oligocène, ou de fractures, parallèles à ce dispositif ancien et engendrées depuis l'Oligocène.

Plusieurs de ces failles ont joué tantôt comme décrochement tantôt comme faille normale à regard E-ESE.

La géométrie d'ensemble des faits évoqués suggère la manifestation antérieurement à la tectogénèse majeure de claveaux au sein des matériaux hercyniens ou antérieurs jouant le rôle de socle vis-à-vis de la couverture post-triasique. Le coulissage relatif de ces blocs, les uns par rapports aux autres, conduisant à une succession d'échelons dégradés du SSW vers le NNW pourrait rendre compte de l'entraînement de la couverture et de son plissement en faisceaux de plis en baïonnettes ou festons. L'obliquité de cette cinématique par rapport aux dispositions structurales et morphologiques précédemment mises en place, ne serait également pas incompatible avec la réalisation de structures tangentielles édifiées sous une charge relativement importante. L'hypothèse d'une telle tectonique « en tiroirs » développée plus ou moins en éventail ouvert vers la Méditerranée et et s'étendant entre le Languedoc et la Provence occidentale avait été retenue par les géologues de la S.N.P.L.M. (M. Mainguy, M. Dreyfuss, J. Germa, Y. Jullian, R. Dudan, V. Mauguy, R. Duplan, M. Gottis), tant sur le plan de grandes unités structurales qu'à l'échelle régionale, pour tenter d'apporter une explication aux particularités architecturales de ce domaine. Une hypothèse analogue intégrant une fresque plus vaste a été brillamment exposée par J. Goguel (1963) à propos de l'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Elle s'accorde également avec une série de faits mis en évidence en Catalogne sur le versant sud des Pyrénées par J.-M. Fontbote ; dans le cadre des dispositions analysées, elle rendrait mieux compte de la mobilisation de la couverture que ne le ferait un raccourcissement transversal du socle par écaillement tangentiel important, parallèle aux plis des assises post-triasiques. Aucune flèche de déplacement tangentiel considérable d'âge tertiaire n'a, en effet, jusqu'ici, été mis en évidence dans les plis ou antiforme affectant concurremment les matériaux du socle et leur couverture.

Par ailleurs à l'échelle du pli ou du faisceau de plis, diverses figures militent en faveur de l'intervention supplémentaire d'un agent différent de l'entraînement de la couverture par le socle sous-jacent, ou des poussées latérales pouvant en résulter.

Le caractère épiglyptique de diverses masses chevauchantes, leur épaisseur parfois pelliculaires, sont peu compatibles avec la transmission de poussées horizontales. La limitation aux franges frontales (zone A) des figures de plissements énergiques et le caractère quasi tabulaire des assises situées plus à l'arrière (zone B) suggèrent (Gottis, 1957 et 1964) que la gravité fut le moteur principal ayant présidé au modelage structural au moment de la réalisation des chevauchements, le point d'application des forces génératrices du plissement se situant au front des unités déplacées.

De plus, l'analyse des zones B fait apparaître l'inertie relative tardivement localisée aux domaines profonds de la couverture :

Ce fait est attesté par le développement de figures de distensions affectant les zones superficielles de cette couverture et matérialisées par une série de fossés tectoniques. A plus petite échelle, à des hauteurs diverses dans l'épaisseur de la série, il est possible d'observer l'existence de failles normales plates. Dans l'état actuel de l'analyse, il est difficile de dire si les ondulations de ces plans de fracture et leur aplatissement local presque total sont dus à une sorte de réfraction commandée par l'alternance des formations calcaires et marneuses ou aux effets tardifs de la tectonique oligocène voire miocène. Ces discontinuités ont permis le glissement relatif d'éléments de série les uns sur les autres et l'allongement « télescopique » de la couverture.

Par ailleurs, le freinage exercé par les frottements entre les zones profondes de la couverture et le socle disharmonique constitué par le Paléozoïque et généralement le Trias inférieur est attesté le long des surfaces de contact anormal, par l'inclinaison de la schistosité de fracture ou des éléments amygdaloïdes de brèche des masses déplacées.

Les stries inscrites sur de nombreuses surfaces de stratifications indiquent, dans la majorité des cas, par l'orientation de leurs crans, un mouvement relatif du banc supérieur dans le sens de la progression du chevauchement.

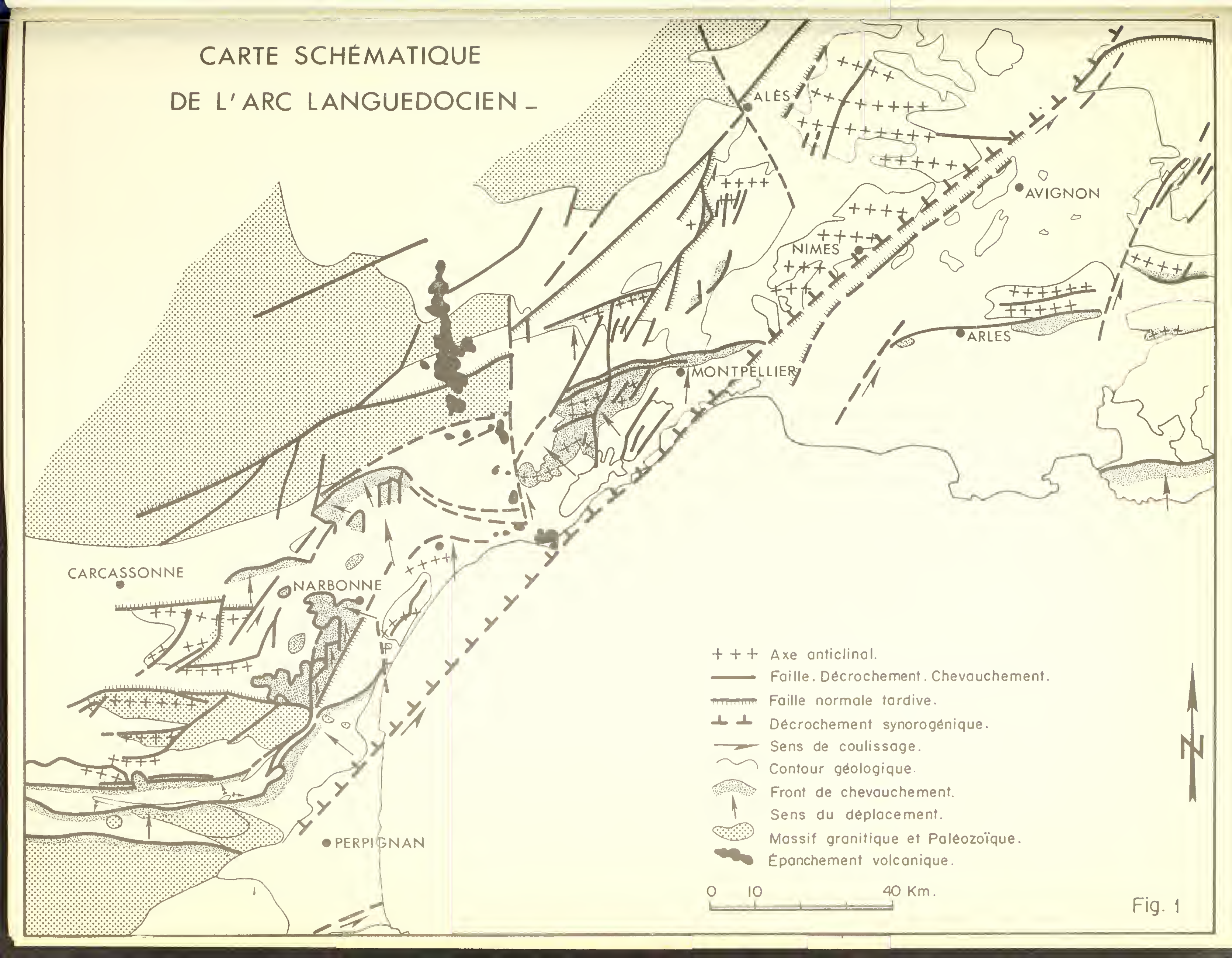
Il ne paraît, ainsi, par déraisonnable d'imaginer le jeu combiné de facteurs d'ordre divers dans la tectogénèse languedocienne. Parmi ceux-ci : les mouvements en coulisse vers le N de claveaux de socle, aujourd'hui échelonnés du SW vers le NE ont peut-être joué un rôle prépondérant. Ce déplacement horizontal a dû s'accompagner de mouvements verticaux sur divers compartiments présentant entre eux des dénivellations motivant des pentes ou abrupts à regard vers l'W et vers le N. La couverture précédemment modelée par les tectogénèses embryonnaires du Crétacé et ciselée par l'érosion continentale a été engagée dans de nouvelles déformations dont l'obliquité provoquait le déjettement transversal. La désolidarisation de la couverture de son substratum a dû alors permettre à la gravité d'utiliser les dénivellations structurales en voie d'évolution pour acheminer, vers leur destination, les masses en déséquilibre.

La relaxation instaurée au Néogène en ce domaine et l'effondrement consécutif du golfe du Lion serait responsables de la disparition du motif élevé transversal à la chaîne pyrénéenne dont l'orogénèse serait à l'origine de la tectogénèse languedocienne et qui devait présenter une orientation analogue à celle du massif catalan et du seuil de la Garotoxa.

Un tel schéma intégrerait harmonieusement les données récentes recueillies sur les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale (fig. 3) (L. Glangeaud, 1966). La torsion de la grande cicatrice entre Europe et Afrique, à hauteur des Baléares, suggérée par les résultats des campagnes de géophysique sous-marine (Menard et al., 1965, Glangeaud, 1966) rendrait compte de la dérive centrifuge vers l'W et le N qui paraît avoir affecté entre les deux branches de l'arc décrit par cet accident, divers blocs continentaux. L'Espagne depuis le Paléozoïque ancien mais surtout depuis l'Hercynien aurait glissé le long d'un cisaillement majeur EW accompagné de mégabrèches : les massifs pyrénéens. Ceux-ci ont été l'objet de déplacements relatifs et de pivotements sur eux-mêmes figurant parfois de vastes plis à axes verticaux. Les plus typiques de ces dispositions sont à l'W le croissant basque et à l'E de la chaîne le groupe des massifs Arize - Trois-Seigneurs - Saint-Barthelémy. Le bord septentrional de l'anteclise espagnol se serait translaté vers l'W, s'incurvant pour décrire le vaste crochon de Galice et portant loin vers l'W, les dépôts de la mer à Fusulines normalement développés à l'E de cet édifice.

Plus tard, les conditions mécaniques s'étant modifiées, c'est le long de la face orientale du coin du Massif central qu'auraient coulissé en divergeant des précédents et selon un dispositif en échelon, les fragments du continent baléare aujourd'hui immergé. De là seraient nés l'arc languedocien et, à une plus grande échelle, l'arc alpin.

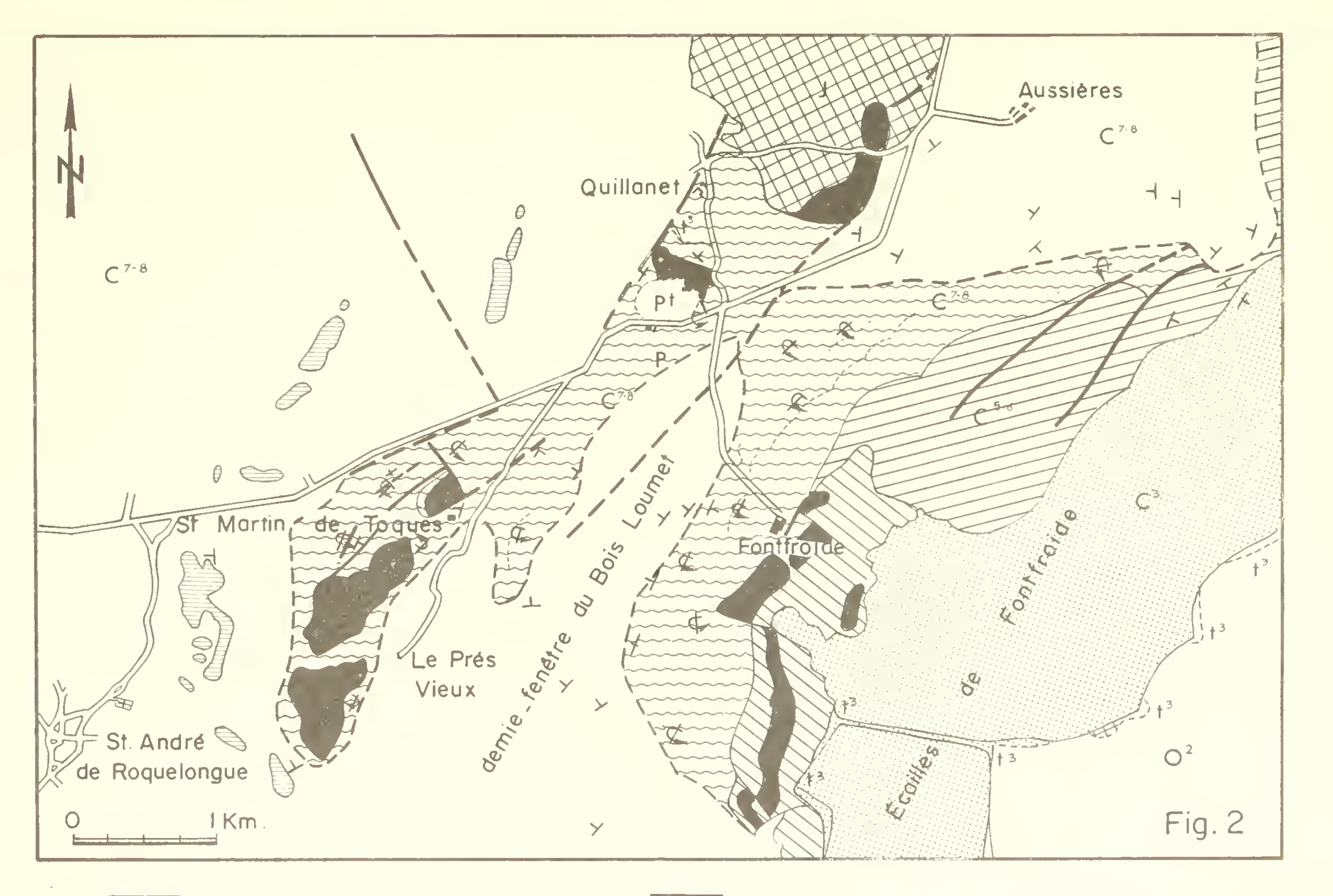




CARTE SCHÉMATIQUE
DE L'ARC LANGUEDOCIEN –
ALÈS
AVIGNON
NIMES
ARLES
MONTPELLIER
CARCASSONNE
NARBONNE
PERPIGNAN
Axe anticlinal.
Faille. Décrochement. Chevauchement.
Faille normale tardive.
Décrochement synorogénique.
Sens de coulissage.
Contour géologique.
Front de chevauchement.
Sens du déplacement.
Massif granitique et Paléozoïque.
Épanchement volcanique.
0 10 40 Km.
N

Fig. 1

DÉVELOPPEMENT D'UN FLANC INVERSE AU POINT DE TORSION MAXIMALE DU PLI ÉCAILLÉ DE FONTFROIDE –



Poudingues "Rognaciens" discordants.

$C^{7\text{-}8}$ Crétacé supérieur de l'unité de Boutenac-Aussières.

$C^{7\text{-}8}$ Crétacé supérieur du flanc inverse.

Écailles Albiennes.

Crétacé inférieur du cœur du pli de Fonfroide.

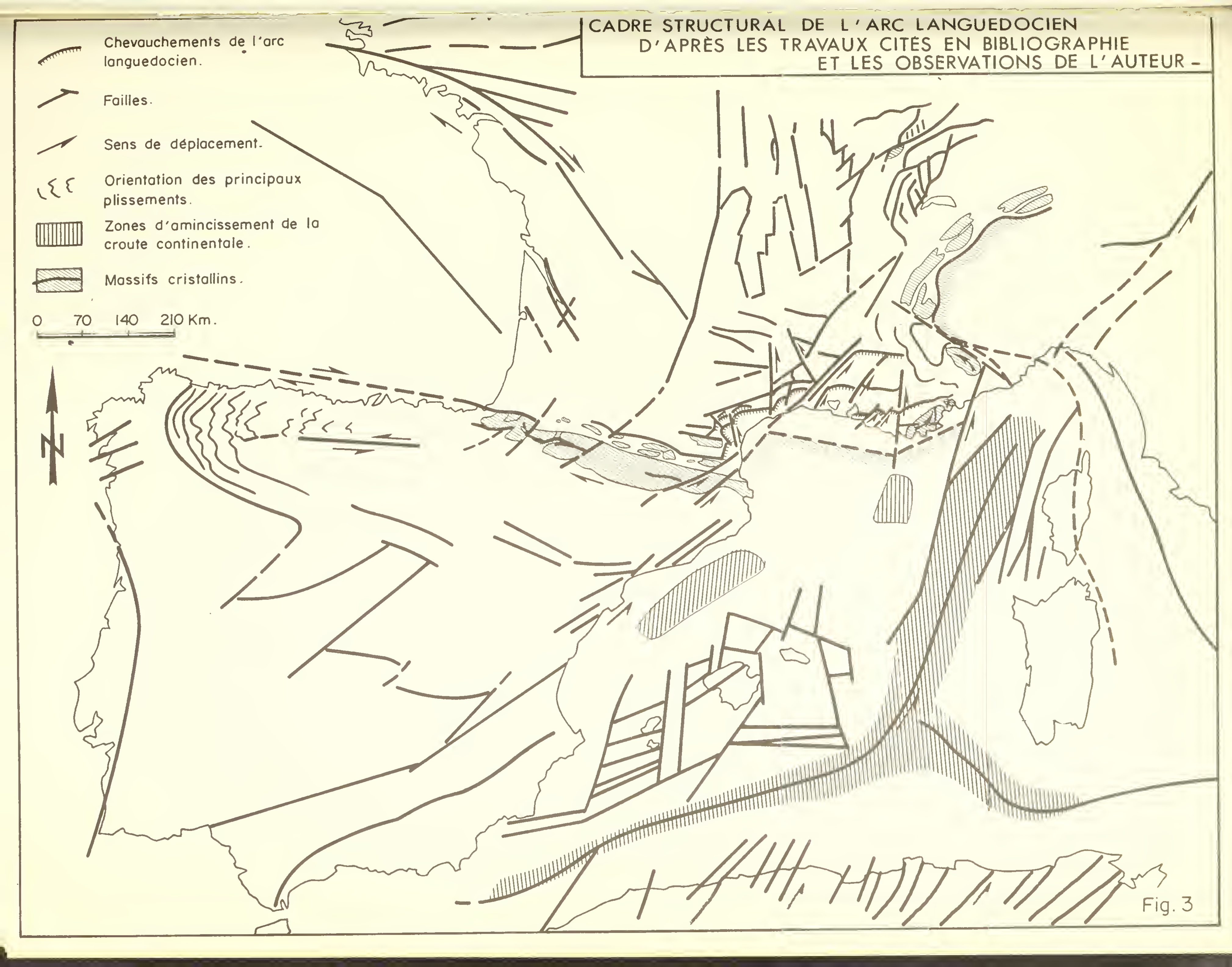
$C^{5\text{-}6}$ Écaille Cénomano-Turonienne.

Éléments de nappe des Corbières Orientales

O^{2} Stampien.

P^{t} Conglomérats post-tectoniques.

t^{3} Trias supérieur.


CADRE STRUCTURAL DE L'ARC LANGUEDOCIEN
D'APRÈS LES TRAVAUX CITÉS EN BIBLIOGRAPHIE
ET LES OBSERVATIONS DE L'AUTEUR -
Chevauchements de l'arc languedocien.
Failles.
Sens de déplacement.
Orientation des principaux plissements.
Zones d'amincissement de la croute continentale.
Massifs cristallins.
0 70 140 210 Km.
N
Fig. 3

BIBLIOGRAPHIE

ALLEGRE (Cl.), DOUSSAINT (L.), MECHLER (P.), PROUST (F.), ROCARD (Y.), ROURE (J.), 1964. — Premier modèle de la structure profonde du sud de la France et ses prolongements sous-marins. *C. R. Som. Soc. géol. de France*, p. 100-102, 1 fig.

AUTRAN (A.), GUITARD (G.), RAGUIN (E.), 1963. — Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes au 1/200 000e *B.R.G.M.*

AZEMA (J.), DURAND-DELGA (M.), FOUCAULT (A.), 1963. — Le problème structural de la Pinède de Durban-Corbières-Languedoc. *B.S.G.F.* (7), t. V, p. 863-882, 7 fig.

BARRABE (L.), 1922. — Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières orientales. *C.R. Acad. Sc.*, t. CLXXV, p. 1081.

BRASSEUR (R.), 1962. — Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse). Thèse Sc. Lyon, n° 288, 195 p., 11 fig., 34 photos, 21 pl.

CASTERAS (M.), 1933. — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. (Thèse Sc., Paris.) *B.S.C.G.F.*, t. XXXVII, n° 189, 525 p., 64 fig., 9 pl., 1 carte au 1/200 000e.

CASTERAS (M.), 1945. — Observations relatives à la structure du chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. CXXX, p. 119-144, 1 fig., 1 pl.

CASTERAS (M.), 1954. — Esquisse structurale du versant nord des Pyrénées. Congrès. géol. intern. C.R. XIXe session, section XIII, fasc. XIV, p. 165-180, Alger 1952.

CASTERAS (M.) et VIALLARD (J.-P.), 1961. — Sur l'allure et la constitution du front chevauchant de l'unité de Joncquières et de Fontjoncouse dans les Corbières orientales. *C.R. Som. Soc. géol. France*, p. 230.

CLIN (M.), 1966. — Interprétations cinématiques en chaîne plissée sous faible couverture : le Jura méridional. Colloque sur les Etages tectoniques, Neuchâtel, 18 avril 1965, p. 319-336 (sous presse).

COGNE (J.), 1960. — Métamorphisme et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique de la Bretagne. *B.S.G.F.* (7), t. I, n° 2, p. 213-227.

COLLOMB (P.), ELLENBERGER (F.), 1966. — La grille des linéations : un phénomène tectonique régional autonome. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CCLXII, p. 1835-1837.

COMBES (P.-J.), 1965. — Remarques sur un type particulier de failles normales dans le massif de la Gardiole (Hérault). *C.R. Som. Soc. géol. France*, p. 55.

DELEPINE (G.), 1928. — Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). *C.R. Acad. Sc.*, séance du 3 sept. 1928.

DELEPINE (G.), 1932. — Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies (Espagne). *C.R. Acad. Sc.*, séance du 27 décembre 1932.

DREYFUSS (M.), GOTTIS (M.), 1948. — Succession des phases de déformation en bas Languedoc. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CCXXVII, p. 1388-1390.

Dreyfuss (M.), Gottis (M.), 1949. — Style des déformations en bas Languedoc. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CCXXVIII, p. 106-108.

Dubourdieu (G.), 1962. — Le déplacement de l'Europe occidentale. *C.R. Acad. Sc.*, t. CCXXXIV, n° 3, p. 510-512.

Dubourdieu (G.), 1963. — Dynamique Wegnerienne de l'Afrique du Nord. Livre jubilaire à la mémoire du professeur Fallot, t. I, p. 627-644.

Ellenberger (F.), 1965. — L'Arc de Saint-Chinian (Hérault) et la tectonique languedocienne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCLX, p. 6939-6.942, pl. I.

Ellenberger (F.), 1966. — Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle dans le bas Languedoc (principalement l'arc de Saint-Chinian). Note sur les charriages cisaillants. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (2), vol. VIII.

Ellenberger (F.), 1967. — L'arc de Saint-Chinian et la tectonique languedocienne de charriage cisaillants. *C.R. Som. Soc. géol. France*, p. 34-35.

Fahlquist (D.A.), 1963. — Seismic refraction measurements in the western Mediterranean sea. Doctorat de dissertation. Sciences Library, Massachussets. Inst. of technology.

Fallot (P.), 1954. — Sur les connections de la chaîne ibérique. *Bull. Inst. Catalana Hist. Nat.*, vol. XXXIII, p. 382.

Fallot (P.), 1955. — Les dilemnes tectoniques des Alpes orientales. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXVII, p. 147-170.

Freytet (P.), 1966. — Sur le problème des lambeaux basaux renversés de la nappe des Corbières orientales : cas des klippes de la demi-fenêtre de Fontfroide (bois du Loumet). *C.R. Som. Soc. Géol. France*, p. 255.

Gidon (P.), 1957. — L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences. *B.S.G.F.* (6), t. VII, p. 125-136.

Gidon (P.), 1960. — Considérations complémentaires sur l'ordre de succession des phases orogéniques. *C.R. Som. Soc. géol. France*, p. 40-41.

Glangeaud (L.), 1951. — Interprétation tectonophysique de la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.* (6), t. I, p. 735-762.

Glangeaud (L.), 1956. — Corrélations chronologiques des phénomènes géodynamiques dans les Alpes de l'Apennin et l'Atlas nord-rifain. *B.S.G.F.* (6), t. VI, p. 867-891.

Glangeaud (L.), 1961. — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. *In :* Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale. Colloque de Villefranche-sur-Mer. Colloques nationaux du C.N.R.S. (4-8 avril 1961), p. 125-165.

Glangeaud (L.), 1962. — Application des méthodes géophysiques à la tectonique profonde du NW de la Méditerranée (mer hespérienne). *B.S.G.F.* (7), 4, p. 884-887.

Glangeaud (L.), 1966. — Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Geomède. I. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CCLXII, p. 2405-2408.

Glangeaud (L.), Alinat (J.), Polveche (J.), Guillaume (A.), Leenhardt (O.), 1966. — Les grandes structures de la mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *C.R. Som. Soc. Géol. France*, p. 381.

Goguel (J.), 1963. — L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *B.S.G.F.* (7), V, p. 20-30.

Gottis (M.), 1952). — Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque antéaptien en Languedoc, Causses et Provence occidentale. *Rev. I.F.P.*, t. VIII, n° 11, p. 395-406.

Gottis (M.), 1957. — Contribution à la connaissance géologique du bas Languedoc. Thèse Montpellier. Edit. Tex, Bordeaux.

GOTTIS (M.), 1962. — Architecture tertiaire en bas Languedoc. Livre Jubilaire P. FALLOT. Mem. Soc. géol. France (hors série), t. I, p. 383-395, 3 fig., 1 pl.

GOTTIS (M.), 1964. — Propos sur quelques événements paléogéographiques manifestés en bordure du massif de Mouthoumet pendant le Secondaire. *Soc. Lin. de Bordeaux*, t. 101, p. 128-138.

GRAINDOR (J.), 1960-1963. — Le socle armoricain et les contre-coups alpins par M.-J. GRAINDOR. Livre jubilaire P. FALLOT, t. II, p. 187-200.

LAMARE (P.), 1950). — Structure géologique des Pyrénées basques. Primer Congreso internacional des Pireneistas des instituto de Estudios Pirenaïcos, 44, p., 1 pl., Zaragoza.

LLOPIS LLADO (N.), 1965. — Sur la paléogéographie du Dévonien du N de l'Espagne. *C. R. Som. Soc., géol. France*, p. 290-292.

LLOPIS LLADO (N.), 1966. — A propos de l'arc asturien et de la paléotectonique hercynienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CCLXII. p. 2129.

LLOPIS LLADO (N.), 1966. — Sur la tectonique hercynienne de l'Espagne et ses rapports avec la chaîne hercynienne en Europe occidentale. *C. R. Acad. Sc.*, t. CCXII, p. 2581-2584.

LLOPIS LLADO (N.), 1966. — Sur la paléographie du Nord de l'Espagne pendant le Dévonien supérieur. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CCXII, p. 2417-2420.

MANGIN (J. Ph.), 1962. — L'orientation pyrénéenne résultante insolite des directions armoricaines. *B.S.G.F.*, p. 143-144 (Observ. GUITARD, p. 155-145).

MECHLER (P.), ROCARD (J.), 1966. — Relief de la couche mohorovicic sous la Provence. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CCLXII, p. 241-244.

MENARD (H.V.), SMITH (S.M.), PRATT (R.M.), 1965. — Submarine geology and geophysic London Butter Worth, p. 271-284.
Butter Worth, p. 271-284.

MOURATOV (M.), 1962. — Histoire de l'évolution tectonique de la zone plissée alpine de l'Europe orientale et de l'Asie mineure. *B.S.G.F.* (7), t. IV, n° 2, p. 182-200.

MURAOUR (P.), CECCALDI (X.), DUCROT (J.), MARCHAND (J.-P.), 1965. — Sur la structure profonde entre la Provence et la Corse. *C. R. Som. Soc. géol. France*, p. 314-315.

MURAOUR (P.), DUCROT (J.), MARCHAND (J.-P.), 1965. — Etude séismique sur la pente continentale provençale (région Golfe-Juan, baie des Anges, baie de Beaulieu). *C. R. Som. Soc. géol. France*, p. 228-229.

RICHTER (G.), 1964. — Das rheinische Element im Bilde Westeuropa, Gesell. Viss. Göttingen, Séance du 15 juin, p. 24-38, 6 fig.

SCHOEFFLER (J.), 1965. — Une hypothèse sur la tectogénèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords. *B.S.G.F.* (7), t. VII, p. 917-920.

SEGURET (M.), PROUST (F.), 1965. — L'évolution tectonique posthercynienne de la bordure mésozoïque des Cévennes méridionales entre Alès et Ganges. *B.S.G.F.* (7), t. VII, p. 85-92.

S.N.P.L.M. — Rapports inédits.

SITTER DE (L.U.), 1954. — La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. *Leidse Geol. Med.*, 18, p. 287-291.

SITTER DE (L.U.), 1954. — Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées ariégeoises et garonnaises. *Leidse Geol. Med.*, XVIII, p. 292-307.

TERMIER (H. et G.), 1957. — L'évolution de la lithosphère. II. Orogenèse. Le drame hespérique.

ZWART (H.), 1954. — La géologie du massif du Sant-Barthélemy. *Leidse Geol. Med.*, 18, p. 1-228.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
15 OCTOBRE 1967
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 4e trimestre 1967



TOME 104 1967 Série B - N° 14

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

CONTRIBUTION A L'ETUDE STRATONOMIQUE DU PALEOCENE DE PAU.

RELATIONS ENTRE LES CARACTERES STRATONOMIQUES ET LES RYTHMES ENREGISTRES PAR LES DIAGRAPHIES ELECTRIQUES ET NUCLEAIRES

par

R. FLICOTEAUX

TOME 104 1967 Série B - N° 14

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

CONTRIBUTION A L'ETUDE STRATONOMIQUE DU PALEOCENE DE PAU.
RELATIONS ENTRE LES CARACTERES STRATONOMIQUES ET LES RYTHMES ENREGISTRES PAR LES DIAGRAPHIES ELECTRIQUES ET NUCLEAIRES

par

R. FLICOTEAUX

INTRODUCTION

A – CADRE GENERAL ET BUT DE L'ETUDE POURSUIVIE

1 - Le Paléocène du Béarn est constitué par une série rythmique appartenant à ce que J. Cuvillier et ses collaborateurs (1962) ont convenu d'appeler "le sillon flysch" ; c'est-à-dire une zone subsidente individualisée dès le Crétacé moyen par le jeu d'une flexure la séparant de la plateforme épicontinentale sud-aquitaine et dont la sédimentation est orogénique. Cette série est assimilable à un flysch, au sens le plus général du terme défini par Tercier (1947).

De nombreux chercheurs se sont intéressés à sa stratigraphie ; citons parmi ceux qui ont le plus fortement influencé l'évolution des idées dans ce domaine : Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946), J. Faber (1961) et l'équipe des stratigraphes de la S. N. P. A. (1964). Leurs conceptions en ce domaine sont confrontées aux miennes (1967) et résumées dans la figure 1.

D'un point de vue paléogéographique, ces dépôts peuvent être désormais considérés comme le résultat d'une sédimentation très variable de bordure de plateforme subsidente et caractérisée par des dépôts détritiques, terrigènes ou bioclastiques, en milieu chimique basique (Flicoteaux, 1967).

2 - L'étude que j'en ai entrepris a eu pour but de mettre en évidence les relations pouvant exister entre les caractères stratonomiques des roches (ceux liés à la géométrie, à la composition minéralogique ou organique, Lombard, 1963) et leurs caractères physiques afin d'utiliser ces relations pour des corrélations stratigraphiques en sondage.

- Les caractères stratonomiques étant définis d'une manière visuelle, grâce à l'observation de sections d'échantillons carottés ou celle d'affleurements que complétèrent des analyses pétrographiques orientées, diffractométriques et granulométriques.

- Les caractères physiques étant mesurés en fonction de la profondeur par des dispositifs techniques (diagraphies) descendus dans les forages ayant traversé le Paléocène.

B – CHOIX DES PARAMETRES PHYSIQUES ET LIMITE DE LA METHODE DE MESURE.

I - Le choix des paramètres physiques mesurés fut extrêmement limité et même imposé à priori par l'ensemble des documents disponibles, à l'époque de cette étude, dans les forages établis sur les structures du bassin de Pau.

L'unique sondage ayant traversé le Paléocène en carottage mécanique (Artigueloutan I, 1951) ne disposait que d'un carottage électrique type Gulf-Coast et d'un microlog. Ces dispositifs sont conçus (J. . . Walstrom, 1955 et H. G. Doll, 1955) pour délimiter des couches de nature lithologique différente et pour mesurer respectivement la résistivité apparente de la roche (Ra) et celle de la zone noyée (Rxo) ; ils n'ont qu'un faible pouvoir de séparation et donnent des résultats que peuvent perturber les conditions de trou et la nature des fluides contenus dans la roche.

Aucun sondage ne possédait simultanément des carottes mécaniques et un micordispositif électrique foca-

lisé ou acoustique, moyens idéaux pour une pareille étude.

2 - Cependant, il est bon de remarquer que l'espacement de la petite normale électrique du carottage électrique électrique est de 25 cm et que ceux de la microinverse et de la micronormale du microlog sont de 3, 8 et 5 cm. L'espacement de la petite normale est ainsi intermédiaire entre les épaisseurs extrêmes des couches paléocènes (5 et 40 cm) tandis que les espacements du microlog sont voisins des épaisseurs des unités primaires de dépôt, à l'intérieur des couches : feuillet (1-3 cm) ou lamine (0-1 cm). Ces deux dispositifs sont donc, malgré tout, à l'échelle du problème traité.

Enfin, et surtout, les couches détritiques paléocènes sont compactes, faiblement poreuses et peu perméables. Les fluides, quand ils existent, se présentent sous la forme d'un mélange d'eau plus salée que la boue et d'huile. Cette dernière ne dépasse guère 10 % du volume des fluides et se trouve alors immobilisée à l'état de bulle, créant une matrice supplémentaire. L'invasion de la couche par le filtrat de la boue sous l'action du poids de la colonne de boue est dans ce cas fortement réduite. Cet ensemble de conditions permet, en première approximation, d'estimer que les variations de la résistivité mesurée par les deux dispositifs sont sous l'influence des caractères stratonomiques de la roche généralement.

II – CARACTERES STRATONOMIQUES DES COUCHES ET DES FORMATIONS PALEOCENES

L'analyse des caractères géométriques, lithologiques, granulométriques, minéralogiques, et pétrographiques des roches paléocènes montre qu'ils possèdent une signification, et souvent une évolution, différentes selon l'échelle du phénomène géologique envisagé : couche (0,05 - 0,5 m), formation (10 - 100 m), série (400 m).

A – CARACTERES DISTINCTIFS DES COUCHES

La "séquence lithologique type " (Lombard, 1953) de chaque formation paléocène (fig. 2) est formée d'une suite naturelle de roches variables s'enchainant sans autre interruption que celle des joints de stratification. Ces roches présentent selon leur mode de sédimentation originel-détritique ou chimique les caractéristiques énumérées dans le tableau ci-dessous :

couche détritique	couche chimique
1 épaisseur	1' épaisseur
2 netteté des joints	2' netteté des joints
3 intensité chromatique de la couleur	3' intensité chromatique de la couleur
4 dureté	4' dureté
5 granulométrie moyenne et morphoscopie	5' nature et pourcentage des éléments précipités et détritiques
6 nature et pourcentage des diverses particules	6' figures de sédimentation présentes
7 présence d'une matrice ou d'un ciment	7' organismes
8 type de stratification primaire dominant	
9 figures de sédimentation présentes	
10 texture	

Dans cette liste, un certain nombre de caractères (1, 5, 6, 7, 8 et 1', 5') peuvent être regardés comme les plus importants, principalement pour deux raisons :

1 - D'abord, parce que ce sont eux qui expriment le mieux :

- D'une part que la strate détritique est le résultat de l'interaction de deux phénomènes ; l'un est un apport externe de matériel clastique en provenance d'un site terrestre, d'un biotope marin ou même des deux, mis en place à la

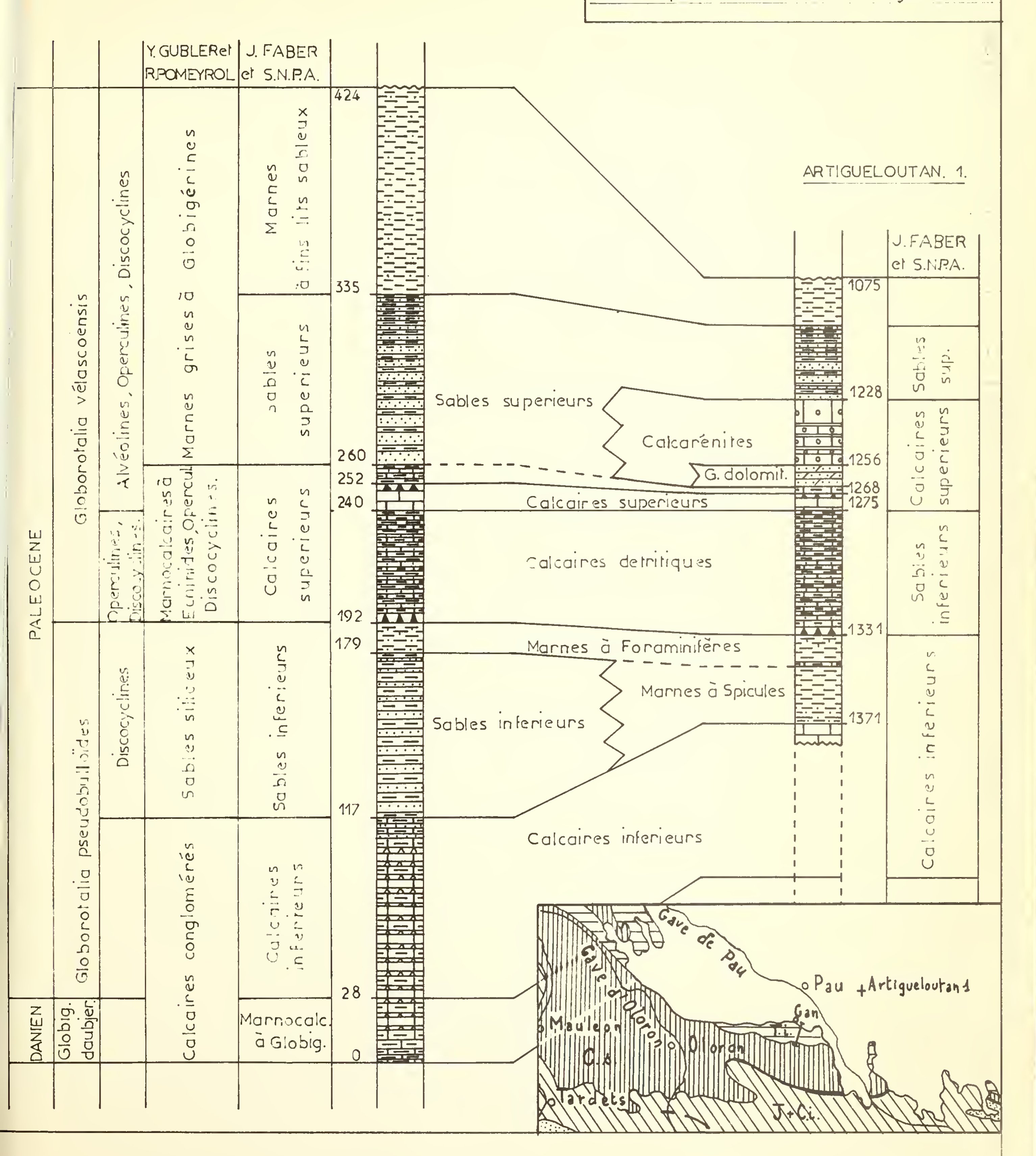
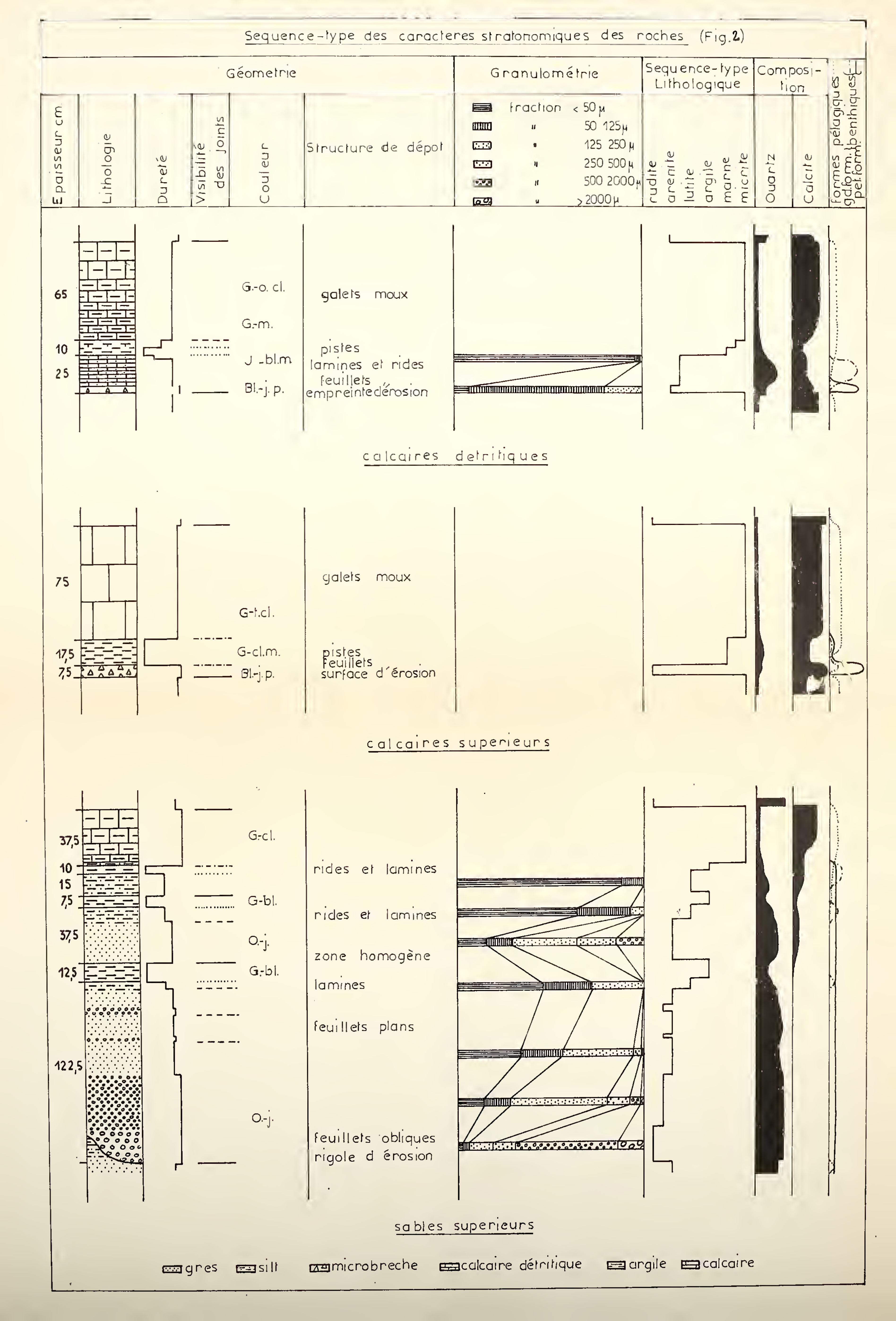


Fig. 1 : Corrélations entre les Formations de la Coupe de GAN et des Sondages de PAU
GAN
Y. GUBLER et R. POMEYROL
J. FABER et S.N.P.A.
PALEOCENE
DANIEN
Globorotalia vélascoensis
Globorotalia pseudobulloïdes
Globig. daubjer.
Alvéolines, Operculines, Discocyclines
Operculines, Discocyclines
Discocyclines
Marnes grises à Globigérines
Marnocalcaires à Echinides, Opercul. Discocyclines
Sables siliceux
Calcaires conglomérés
Marnes à fins lits sableux
Sables superieurs
Calcaires superieurs
Sables inferieurs
Calcaires inferieurs
Marnocalc. à Globig.
424
335
260
252
240
192
179
117
28
0
Sables superieurs
Calcarénites
G. dolomit.
Calcaires superieurs
Calcaires detritiques
Marnes à Foraminifères
Marnes à Spicules
Sables inferieurs
Calcaires inferieurs
ARTIGUELOUTAN. 1.
1075
1228
1256
1268
1275
1331
1371
Sables sup.
Calcaires superieurs
Sables inferieurs
Calcaires inferieurs
Gave de Pau
Gave d'Oloron
Pau
Artigueloutan 1
Gan
Mauleon
Oloron
Tardets
C.s
J+C.i.


Sequence-type des caracteres stratonomiques des roches (Fig.2)
Géometrie
Granulométrie
Sequence-type Lithologique
Composition
Epaisseur cm
Lithologie
Dureté
Visibilité des joints
Couleur
Structure de dépot
fraction < 50 µ
50 125 µ
125 250 µ
250 500 µ
500 2000 µ
> 2000 µ
rudite
arenite
lutite
argile
marne
micrite
Quartz
Calcite
formes pelagiques
gd.form. benthiques
pet.form.
65
10
25
G.-o. cl.
G.-m.
J.-bl.m.
Bl.-j. p.
galets moux
pistes
lamines et rides
feuillets
empreinte d'érosion
calcaires detritiques
75
17,5
7,5
G-t.cl.
G-cl.m.
Bl.-j. p.
galets moux
pistes
feuillets
surface d'érosion
calcaires superieurs
37,5
10
15
7,5
37,5
12,5
122,5
G.-cl.
G.-bl.
O.-j.
G.-bl.
O.-j.
rides et lamines
rides et lamines
zone homogène
lamines
feuillets plans
feuillets obliques
rigole d érosion
sables superieurs
gres
silt
microbreche
calcaire détritique
argile
calcaire

faveur de courants de fond (Flicoteaux, 1967), l'autre est le chimisme propre au milieu de dépôt. Chaque milieu laisse sa propre trace sous forme d'un cortège minéral dont le degré d'évolution est lié au couple tectogénèse-climat, d'une association d'organismes dont l'écologie est liée à la position du biotope dans le bassin et aux conditions physicochimiques y régnant, d'une modification des propriétés intrinsèques du matériel clastique encore à l'état de vase. La charge, la vitesse et la compétence des courants se manifestent à travers le volume, la granulométrie et la structure primaire des sédiments déposés.
- D'autre part que la strate chimique est directement soumise au chimisme du milieu de dépôt pour sa composition minéralogique et organique.

2 - Ensuite, parce que les autres leur sont étroitement liés, dépendant pour beaucoup des modifications subies p[illegible] composition, la granulométrie et la structure du dépôt primitif au cours de l'histoire géologique ultérieure.

B – CARACTERES DISTINCTIFS DES FORMATIONS.

Les divers ensembles lithologiques (formations) de la série paléocène se caractérisent par les modalités d'association de leurs couches détritiques et chimiques et par quelques paramètres permettant d'y suivre l'évolution de la phase détritique et chimique. Cette évolution est toujours rythmique, l'échelle des rythmes observés oscillant entre 5 et 10 m (fig. 3).

1 - Modalités de l'association des couches détritiques et chimiques.

a - Type de sédimentation auquel appartiennent les formations.

- Homogène : "Marnes à Foraminifères pélagiques".
- Alternante : "Sables Inférieurs s. str.", "Grès Calcaréo-Dolomitiques", "Calcarénites", "Sables Supérieurs" (pro parte).
- Rythmique à plusieurs termes : "Calcaires Inférieurs", "Calcaires Détritiques", "Calcaires Supérieurs s. str.", "Sables Supérieurs" (pro parte).

b - Nature des roches présentes pour chaque type de sédimentation.

- Homogène : marnes et amygdales grèseuses.
- Alternante : sable quartzeux ou sable calcaire et argile ou argile calcaire.
- Rythmique à plusieurs termes : microbrèche, calcaire détritique ou grès-argile, argile calcaire, marne ou marne calcaire, calcaire argileux et calcaire franc.

c - Type de stratification des roches.

- Stratification litée : roches argilocalcaires et calcaires, calcaires détritiques.
- Stratification lenticulaire : sables et calcarénites.

d - Mode de succession des couches.

- Succession brutale : couche argilocalcaire ou calcaire passant à une couche détritique (sable, calcaire détritique, calcarénite).
- Succession progressive : couche détritique de granulométrie fine à couche argileuse (calcaires détritiques, certains sables du niveau supérieur), couche argileuse à couche argilocalcaire puis à couche calcaire.

2 - Paramètres caractéristiques des variations subies par la phase détritique ou chimique, à l'intérieur des formations (fig. 3)

a - Phase détritique.

- Epaisseur moyenne et totale des strates calculée avec une maille de 1 m.

- Teneur en quartz.
- Teneur en éléments figurés carbonatés.
- Percentile 99 % en échelle semi-logarithmique.
- Composition des fractions granulométriques 0-125 , 125-150 , 250-500 , 500 - 2 mm, 2 mm.
- Fréquence des diverses stratifications mineures de dépôt (feuillet, lamine) et des figures d'érosion ou de remaniement.

b - Phase chimique.

- Teneur en carbonates.

Parmi ces paramètres, il en est qui expriment, mieux que d'autres, l'antagonisme des deux phases sédimentaires qui se juxtaposent ou se relaient au sein de la série paléocène. Ce sont, respectivement :

- L'épaisseur totale des couches détritiques calculée avec une maille adéquate et la teneur en éléments détritiques terrigènes ou bioclastiques : elles traduisent l'intensité du volume des apports détritiques.
- La teneur en carbonates précipités qui caractérisent l'importance acquise par le phénomène chimique du milieu de dépôt.

C – CHOIX DES CARACTERES STRATONOMIQUES A COMPARER AUX PROPRIETES PHYSIQUES.

Puisque certains caractères traduisent d'une part les interactions des phénomènes générateurs des couches détritiques ou chimiques, d'autre part les variations relatives du volume des apports détritiques et du chimisme du milieu de dépôt, leur choix s'impose dans l'étude des relations entre caractères stratonomiques et propriétés physiques dans un sondage carotté. En effet, si une relation univoque s'établit pour certains d'entre eux, la comparaison des délais de forage et des diagraphies permettra de suivre leurs variations d'un sondage à un autre, donc de suivre l'évolution respective des phases détritique et chimique de la sédimentation paléocène.

III – RELATIONS ENTRE CARACTERES STRATONOMIQUES ET RESISTIVITE ELECTRIQUE.

A – COMPARAISON ENTRE LES CARACTERES STRATONOMIQUES ET LA RESISTIVITE (RA) LUE PAR LE MICROLOG.

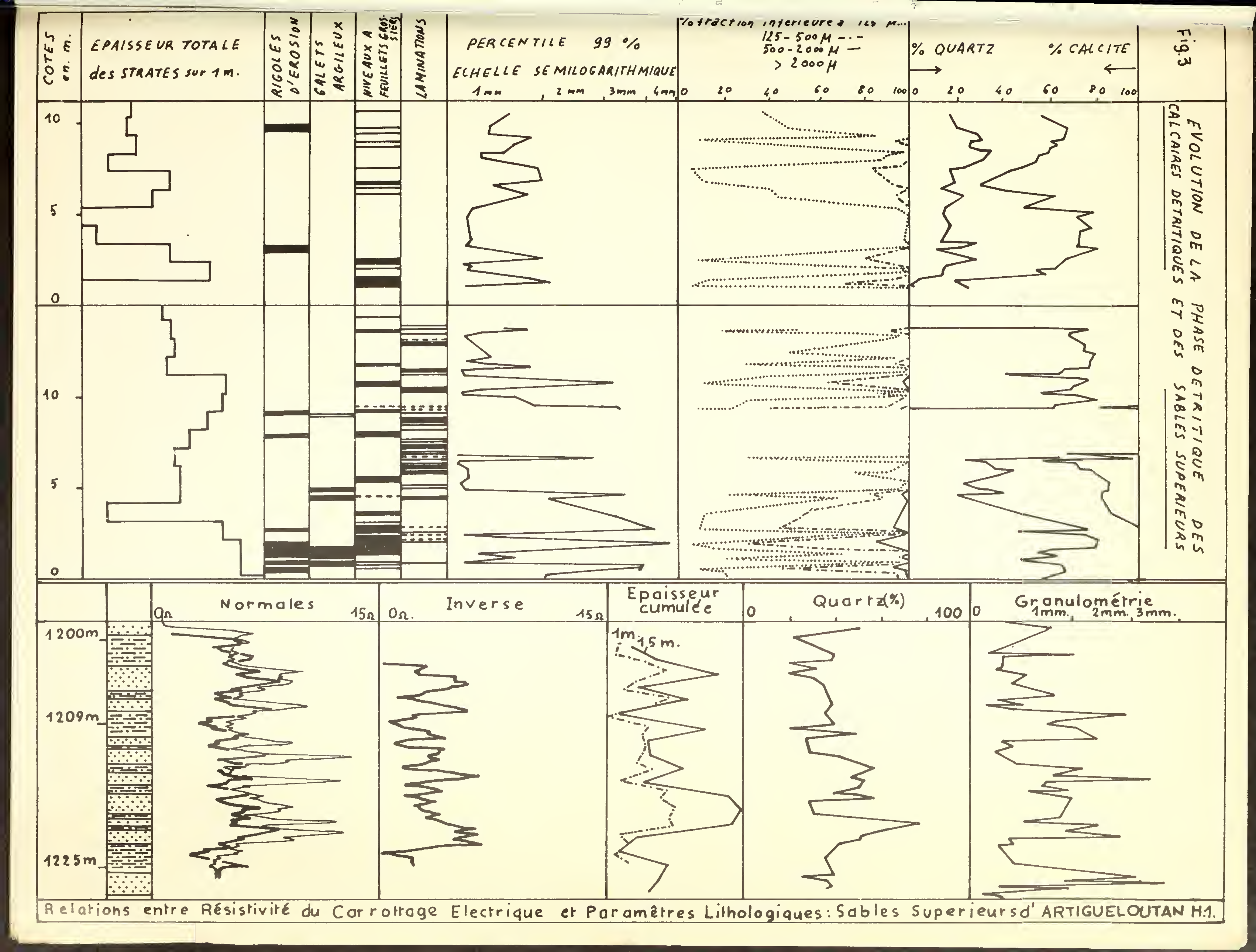
L'analyse de leurs relations mutuelles est décrite pour les deux principaux types de formations paléocènes l'un où la phase chimique domine ("Calcaire Détritiques et Calcaires Supérieurs s. str.") et l'autre où la phase détritique domine (Sables Supérieurs s. str.").

1 - "Calcaires détritiques à grands Foraminifères et calcaires supérieurs".

a - Caractères stratonomiques des calcaires détritiques (fig. 2 et 3)

- Les "Calcaires Détritiques" succèdent aux "Marnes à Spicules" et aux "Marnes à Foraminifères", équivalents latéraux des sables inférieurs. Ils sont caractérisés par la répétition rythmique des termes lithologiques suivants :
  - Calcaire détritique gris jaune à gris moyen.
  - Argile calcaire, marne, marne calcaire gris noir à gris clair.
  - Calcaire argileux gris beige à beige olive.
- Les calcaires détritiques ont des propriétés stratonomiques constantes :

. Epaisseur très mince (10 à 15 cm)
. Couleur gris jaune à gris moyen.
. Dureté très grande.


Fig.3
EVOLUTION DE LA PHASE DETRITIQUE DES CALCAIRES DETRITIQUES ET DES SABLES SUPERIEURS
COTES en m.
EPAISSEUR TOTALE des STRATES sur 1 m.
RIGOLES D'EROSION
GALETS ARGILEUX
NIVEAUX A FEUILLETS GROSSIERS
LAMINATIONS
PERCENTILE 99 %
ECHELLE SEMILOGARITHMIQUE
1mm 2mm 3mm 4mm
% fraction inférieure à 125 μ ...
125-500 μ
500-2000 μ
> 2000 μ
0 20 40 60 80 100
% QUARTZ
% CALCITE
10 5 0
Normales
0Ω 15Ω
Inverse
0Ω. 15Ω
Epaisseur cumulée
1m 1,5 m.
Quartz(%)
0 100
Granulométrie
1mm. 2mm. 3mm.
1200m
1209m
1225m
Relations entre Résistivité du Carrottage Electrique et Paramètres Lithologiques: Sables Superieurs d'ARTIGUELOUTAN H.1.

. Base de la couche nette et érodant quelques fois le substratum argilocalcaire.
. Granulométrie variant de la taille d'un sable moyen à celle d'un silt.
. Morphoscopie fonction de la nature et de la granulométrie du matériel.
. Matériel détritique d'origine mixte : terrigène (quartz, rares feldspaths, micas nombreux) et bioclastique (tests d'organismes roulés ou flottés), et de composition constante.
. Particules souvent jointives, noyées dans une matrice argilocalcaire.
. Stratification en lamines (exception faite de quelques minces feuillets microbrèchiques à la base de la couche) groupées en faisceaux plans ou obliques, déformés ou non par des rides.
. Nombreuses traces de fouissage (terriers et fucoïdes).

- Leur fréquence diminue cependant progressivement le long de la formation.

- Les roches argilocalcaires et les calcaires présentent souvent dans la succession de leurs strates une évolution séquentielle orientée des argiles calcaires aux calcaires argileux, plus rarement aux calcaires francs. Leurs propriétés stratonomiques sont fonction de la position occupée à l'intérieur de cette séquence géochimique. Aux variations de la teneur en calcite correspondent celles de la composition de la fraction argileuse et celles des caractères géométriques ou lithologiques ; ainsi à une variation positive de la teneur en calcite correspond une variation de même sens de la teneur en montmorillonite et en sens inverse de la kaolinite, une couleur de plus en plus claire, une dureté de plus en plus grande, une visibilité meilleure des joints et une augmentation d'épaisseur.

Les roches argilocalcaires et les calcaires succèdent ordinairement à la couche de calcaire détritique dans l'ordre de la séquence géochimique, mais on peut trouver directement associés une couche détritique et une marne calcaire ou un calcaire argileux. Le caractère chimique de la sédimentation s'affirme au fur et à mesure que l'on s'élève dans la formation et que la fréquence des couches détritiques diminue.

b - Caractères stratonomiques des "Calcaires Supérieurs s. str." (fig.3)

Cette formation est la prolongation naturelle de la précédente dont elle dérive par une disparition totale des apports détritiques terrigènes et un développement maximum de la sédimentation chimique carbonatée. Elle est caractérisée par la répétition rythmique des termes lithologiques suivants :

- Microbrèche calcaire bioclastique, grise, mince, très dure, à structure en feuillets.
- Marne gris noir à noire.
- Calcaire argileux gris et surtout calcaire franc, beige, mince (10-40 cm), très durs.

c - Relations entre caractères stratonomiques et résistivité (Ra) lue par le microlog.

Les variations de forme et d'amplitude des deux courbes du microlog (micronormale et microinverse) sont confrontées avec les caractères géométriques et lithologiques des couches, leur teneur en calcite et la composition de la fraction argileuse des termes chimiques. Ceci révèle :

- A l'échelle de la couche :

- De fortes valeurs de (Ra), pour les couches de calcaires détritiques et les microbrèches dont l'épaisseur dépasse 10 cm (espacement réel probable du microdispositif), accompagnées d'une séparation négative ou nulle des deux courbes.
- Des valeurs faibles à moyennes de (Ra) pour les couches argilocalcaires, accompagnées d'une séparation négative des deux courbes. Ces valeurs présentent un caractère séquentiel lié à la teneur en calcite de la roche : plus elle est élevée, plus la valeur mesurée pour (Ra) est grande.
- Des valeurs de (Ra) analogues à celles des roches détritiques pour les couches de calcaires francs, accompagnées d'une séparation positive des deux courbes.
- Une mesure par excès de la valeur vraie de (Rt) pour les roches argilocalcaires, provoquée par la présence de calcaires détritiques dont l'épaisseur est inférieure à 10 cm et dont la valeur propre ne peut être estimée.
- Un relèvement progressif de la valeur de (Ra) pour les roches argileuses, lié à l'accroissement régulier de leur teneur moyenne en calcite au sommet de la formation.

- A l'échelle de la formation :

- Une juxtaposition de deux phases, l'une détritique et l'autre chimique.
- Une diminution de fréquence des couches détritiques (e 10 cm) vers son sommet.
- Une rythmicité des séquences géochimiques.

Cette étude qualitative est complétée :

- D'une part par l'analyse de l'histogramme de fréquence de chaque roche en fonction de la résistivité(Ra) (fig. 4).

- D'autre part, par l'analyse de graphiques où la résistivité (Ra) de chaque roche est exprimée en fonction de sa teneur en calcite ou de son épaisseur. Elle a permis de préciser l'origine de la dispersion des valeurs mesurées.

L'examen de ces documents permet alors d'affirmer que :

- Pour la couche détritique, la résistivité (Ra) est fonction de sa nature, de son épaisseur (effet de l'espacement du microdispositif) et de sa teneur en calcite et en quartz. Elle ne paraît pas dépendre des variations internes de structure et de texture des couches, mais on se trouve ici aux limites du pouvoir séparateur du microlog (lamines de 0 à 1 mm).

- Pour la couche argilocalcaire et calcaire, la résistivité (Ra) est fonction de sa nature, de sa teneur en calcite et de son épaisseur. Plus l'épaisseur croît, plus elle diminue l'effet d'éponte et permet de mesurer (Ra) proche de (Rt) ; ainsi (Rt) des argiles n'est pas surestimée et (Rt) des calcaires argileux n'est plus sous-estimée.

2 - **"Sables supérieurs s. str."**

a - Caractères stratonomiques (fig. 2 et 3).

Les "Sables Supérieurs" succèdent, sur la structure de Pau, aux "Calcaires Supérieurs" par l'intermédiaire de "Grès à Ciment Calcaréo-Dolomitique" et de "Calcarénites". Ils sont caractérisés par la répétition rythmique des termes lithologiques suivants :

- grès
- argile calcaire
- calcaire argileux.

Les grès présentent souvent dans la succession de leurs couches une évolution séquentielle allant des grès très grossiers aux silts. Cette granulométrie est fonction de la structure primaire de dépôt qui caractérise la couche, structure qui appartient à l'un des trois types suivants :

- feuillet secondaire, composé de feuillets primaires obliques, plan ou oblique, de composition très hétérogène et de granulométrie grossière.
- feuillet primaire, plan, de composition homogène, de granulométrie moyenne ou fine. Il est plus mince.
- lamine plane, déformée parfois par des rides de courant, de granulométrie très fine à silteuse. Sa composition riche en micas et lignite la différencie des feuillets surtout formés de quartz, feldspaths et débris calcaires.

Ces trois structures sont rarement associées à l'intérieur d'une même couche, exception faite des deux dernières qui passent mutuellement de l'une à l'autre.

Toutes les couches grèseuses sont cimentées par de la calcite recristallisée dont le pourcentage dépend de la structure primaire, la plus largement représentée :

- les feuillets secondaires sont soit groupés pour former une couche d'une certaine épaisseur et se trouvent moyennement cimentés, soit isolés dans l'argile avec quelques lamines et se trouvent moins bien cimentés.
- les feuillets primaires, toujours groupés en strate, sont très bien cimentés.
- les lamines sont peu ou mal cimentées.

Les calcaires argileux se situent au sommet d'une alternance de grès et d'argiles où s'établit la séquence granulométrique suivante :

Grès à feuillet grosseir ou moyen   Grès à feuillet fin   silts en lamines   argiles.

Leur apparition concorde avec des changements de conditions régnant dans le milieu de dépôt : diminution des apports détritiques en direction du bassin, comblement progressif des aires de dépôt par la matière organique flottée et les éléments détritiques fins, création de conditions physicochimiques favorables à la précipitation des sels en solution dont le volume s'accroît.

b - Relations entre les caractères stratonomiques et la résistivité (Ra) lue par le microlog

Les variations de forme et d'amplitude des deux courbes du microlog ont donc été confrontées avec les caractères géométriques et lithologiques des couches, la structure, la granulométrie moyenne et la composition en

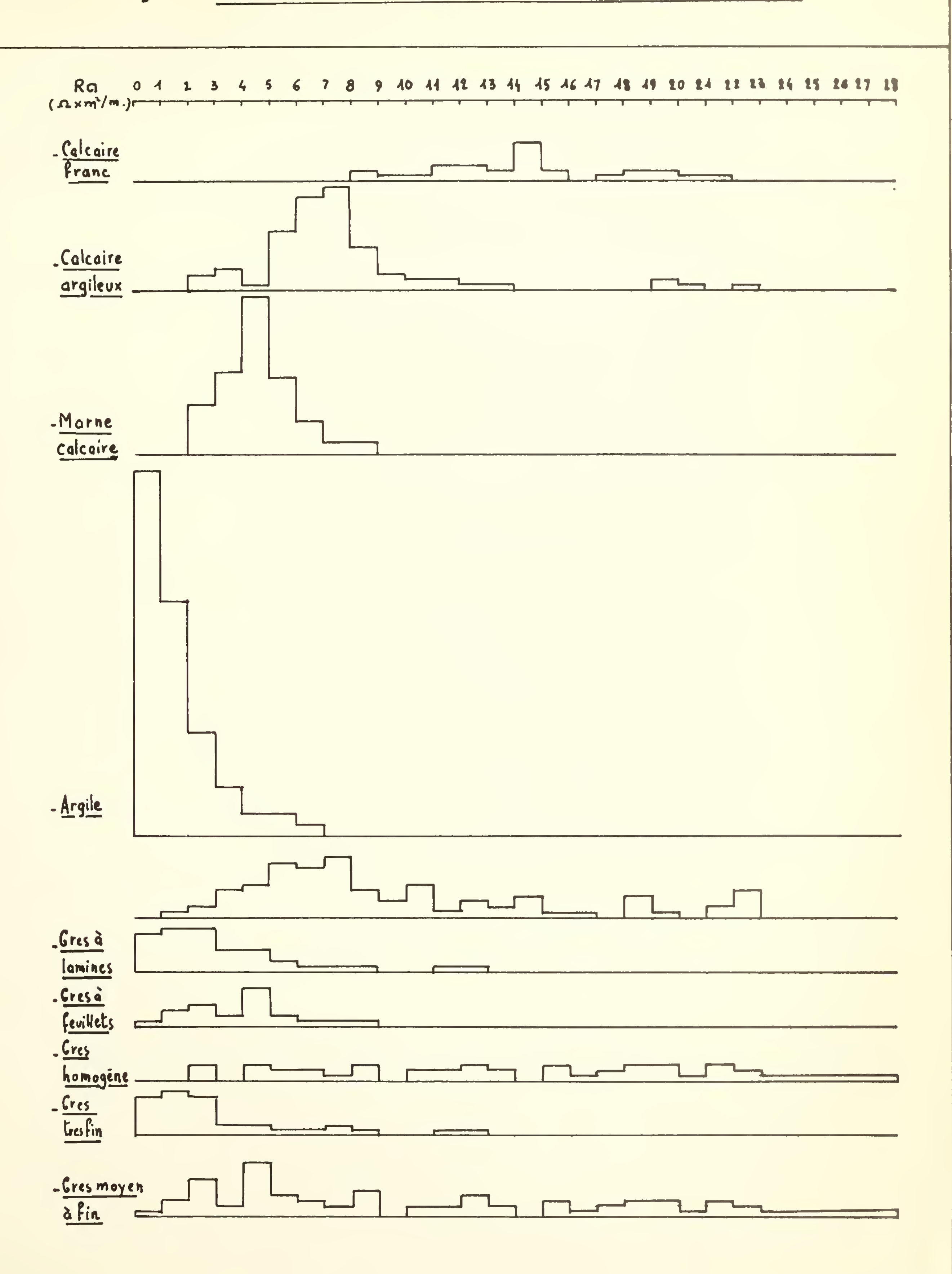


Fig.4 : Fréquence des roches en fonction de la Résistivité
10
0
Ra
(Ω×m²/m.)
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28
- Calcaire franc
- Calcaire argileux
- Marne calcaire
- Argile
- Gres à lamines
- Gres à feuillets
- Gres homogène
- Gres tres fin
- Gres moyen à fin

quartz et calcite des termes détritiques. Ceci révèle :

- A l'échelle de la couche :

- Une interdépendance entre la nature de la roche et la résistivité (Ra) : cette dernière diminue par exemple d'un grès à un calcaire argileux puis à une argile.

- La multiplicité des paramètres stratonomiques interférant dans la valeur de la résistivité (Ra) mesurée pour une couche grèseuse. Ce sont : l'épaisseur, la structure primaire de dépôt, la granulométrie, la composition minérale de la fraction détritique (quartz, feldspaths, fragments calcaires, micas, argile, lignite) et le degré de cimentation.

- A l'échelle de la formation :

- l'alternance d'épisodes grèseux et d'épisodes plus argileux, évoluant vers une diminution des épisodes d'apports grossiers.

Cette étude qualitative est complétéz :

- D'une part, par l'analyse de l'histogramme de fréquence de chaque roche considérée successivement selon sa nature, sa structure et sa granulométrie, en fonction de la résistivité (Ra) prise selon la microinverse (fig. 4).

- D'autre part, par l'analyse de graphiques où (Ra) est exprimée en fonction de la teneur en quartz et en calcite, de l'épaisseur de chaque roche caractérisée soit par sa structure, soit par sa granulométrie.

L'examen de ces documents permet alors d'affirmer que la résistivité (Ra) d'une couche détritique dépend de son épaisseur dans une certaine mesure, et surtout de sa structure primaire de dépôt. Elle dépend évidemment de sa granulométrie, de la composition de ses particules et de son degré de cimentation, mais par l'intermédiaire de la structure qui les conditionne : ainsi, (Ra) est faible avec le matériel très fin, riche en argile et disposé en lamines ou élevée avec le matériel moyen à fin, bien classé, pauvre en argile et disposé en feuillets primaires plans que cimente la calcite.

B – COMPARAISON ENTRE LES CARACTERES STRATONOMIQUES DES FORMATIONS ET LA RESISTIVITE (RA) LUE PAR LA PETITE NORMALE ET LE GAMMA RAY.

Par la valeur de son espacement (25 cm), la petite normale paraît mieux convenir à l'étude des caractères stratonomiques des formations paléocènes qu'à celle des roches les composant. Le volume investigué par cet appareillage étant nettement supérieur aux épaisseurs des couches rocheuses, elle intègre en effet des mesures de propriétés physiques relatives à plusieurs couches de nature et de structure lithologique différentes.

La comparaison des paramètres caractérisant l'évolution de la phase détritique des "Sables Supérieurs" d'Artigueloutan I avec les variations de forme et d'amplitude des courbes normales de ce sondage confirme celà (fig. 3). Les séquences rythmiques des valeurs de (Ra) montrent de bonnes corrélations avec celles présentées par les épaisseurs cumulées et par la teneur en quartz.

L'évolution de (Ra) suit donc, dans une large mesure, celle du volume total des apports détritiques et paraît susceptible de la suivre dans d'autres sondages traversant la même formation. Cependant, seul un sondage carotté a permis d'acquérir cette certitude en montrant le caractère secondaire de la phase chimique vis à vis de la phase détritique et celui négligeable de ses effets sur la mesure de (Ra).

Cependant, l'application de la relation "variations de (Ra) - volume total des apports détritiques" aux corrélations fines entre les divers sondages du champ paraît difficile à réaliser dans le cas d'une sédimentation détritique aussi hétérogène que les "sables supérieurs s. str.". Ceci est lié au caractère chenalisant de ces sables que démontre tout le contexte sédimentologique.

***

CONCLUSION

L'analyse stratonomique a montré que la séquence lithologique de ces dépôts est tantôt de type granulométrique, tantôt de type géochimique, les deux thèmes pouvant être juxtaposés ou se succéder.

La comparaison des caractères des strates composant ces séquences et de la résistivité électrique (Ra) mesurée par le microlog a permis d'établir une correspondance entre leurs variations respectives. Ainsi :

- La séquence géochimique positive est constitué par une succession de roches argilocalcaires (argile calcaire à calcaire franc) définies par :
- Une teneur en calcite croissante.
- Une teneur en montmorillonite croissante et en kaolinite décroissante.
- Une couleur de plus en plus claire.
- Une dureté croissante.
- Une plus grande netteté des joints.
- Une meilleure individualisation des strates
- Une épaisseur plus grande.

Il lui correspond une augmentation progressive de la résistivité (Ra) mesurée par la microinverse et la séparation des deux courbes (microinverse-micronormale) qui de négative devient positive (fig. 5).

- La séquence granulométrique positive est constituée par une succession de roches détritiques définies par :
- Une structure passant d'un dépôt en feuillets à un dépôt en lamines.
- Une dimension des particules plus fine.
- Une teneur en éléments détritiques grossiers plus faible
- Une teneur en calcite recristallisée plus faible.
- Une teneur en argile plus élevée.
- Une couleur plus foncée.
- Une friabilité plus grande.
- Une moins grande netteté des joints.
- Une moins bonne individualisation des dépôts.

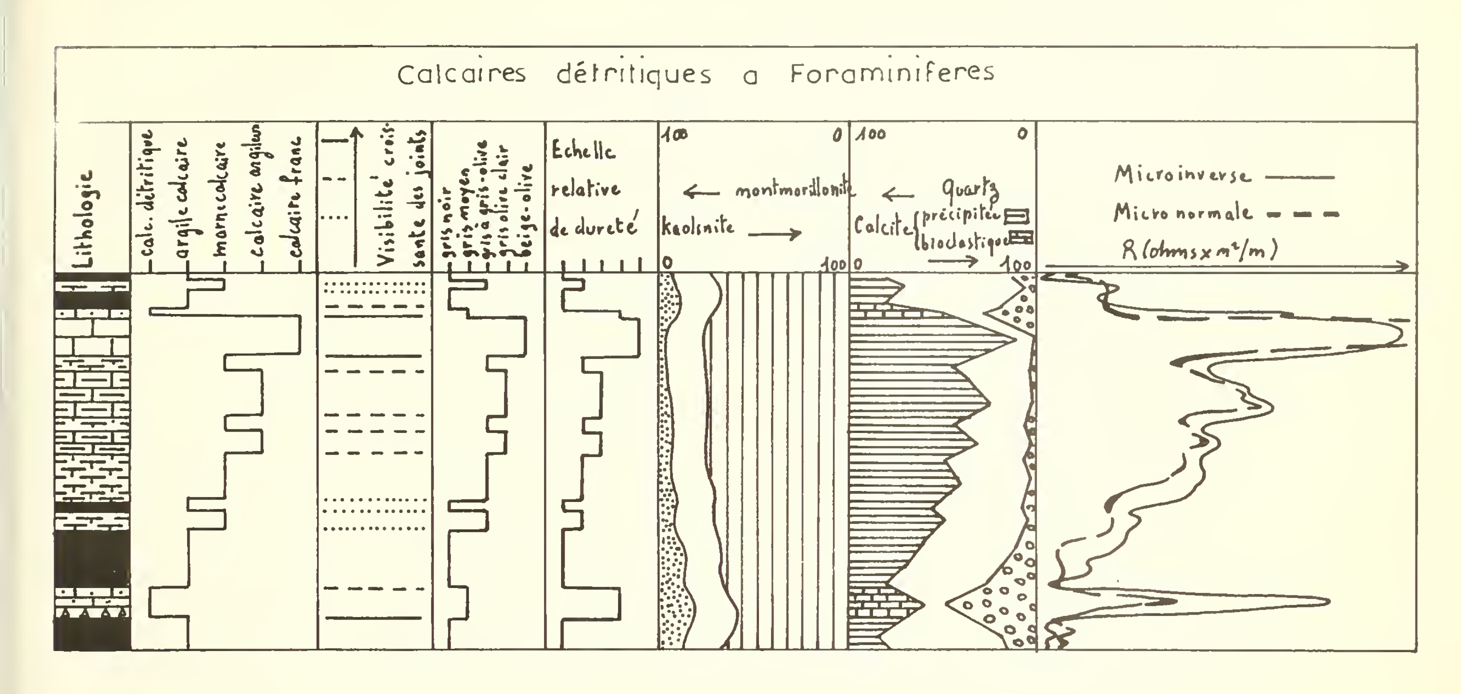
Il lui correspond une diminution progressive de la résistivité (Ra) et une séparation des deux courbes qui de négative devient positive (fig. 5).

Ces séquences, géochimiques ou granulométriques, peuvent s'enchainer dans le temps et donner naissance à des rythmes d'ordre supérieur évoluant soit dans un même sens positif ou négatif, soit de manière cyclique (d'après Lombard, 1953).

De tels enchainements s'observent particulièrement bien sur la figure, ils sont liés à la présence de séquences lithologiques de type géochimique. Il est raisonnable de supposer que les rythmes positifs traduisent, dans ce cas, une saturation croissante des eaux par le CO3 Ca que fournit le bassin versant et qui se trouve dans des conditions bathymétriques favorables à sa précipitation. Leur arrêt brutal et le retour simultané à une sédimentation détritique fine traduit alors un affaissement du bassin de dépôt sous l'effet de la subsidence. Il n'y a pas de changement climatique remarquable si le rythme suivant est lui-même positif et admet une dérive dans ce sens, par rapport au précédent. Les cycles géochimiques sont alors les témoins de variations cycliques dans les conditions climatiques régionales ; le changement de sens de la dérive du phénomène rythmique et cyclique correspond également à une variation climatique mais d'ordre supérieur. Les strates détritiques terrigènes et bioclastiques ont une position quelconque, liée à l'action des courants dans le milieu de dépôt, conjuguée ou non à celle de la subsidence.

L'analyse des séquences géochimiques et électriques de la figure 6 démontre à postériori l'intérêt des "méthodes d'étude et d'interprétation des séries à sédimentation calcaire dominantes" proposées par Lombard, Gottis, Julian et Mainguy (1953).

Relations entre $(Ra)_{\mu L.}$ et les caracteres stratonomiques des roches (Fig **5**)



Sables superieurs

Lithologie

gres

argile

calcaire argileux

Visibilité croissante des joints

gris noir

gris moyen

gris clair

gris olive

Echelle relative de dureté

feuillets

lamines

gres moyen

fin

tres fin

silt

argile

précipitation chimique

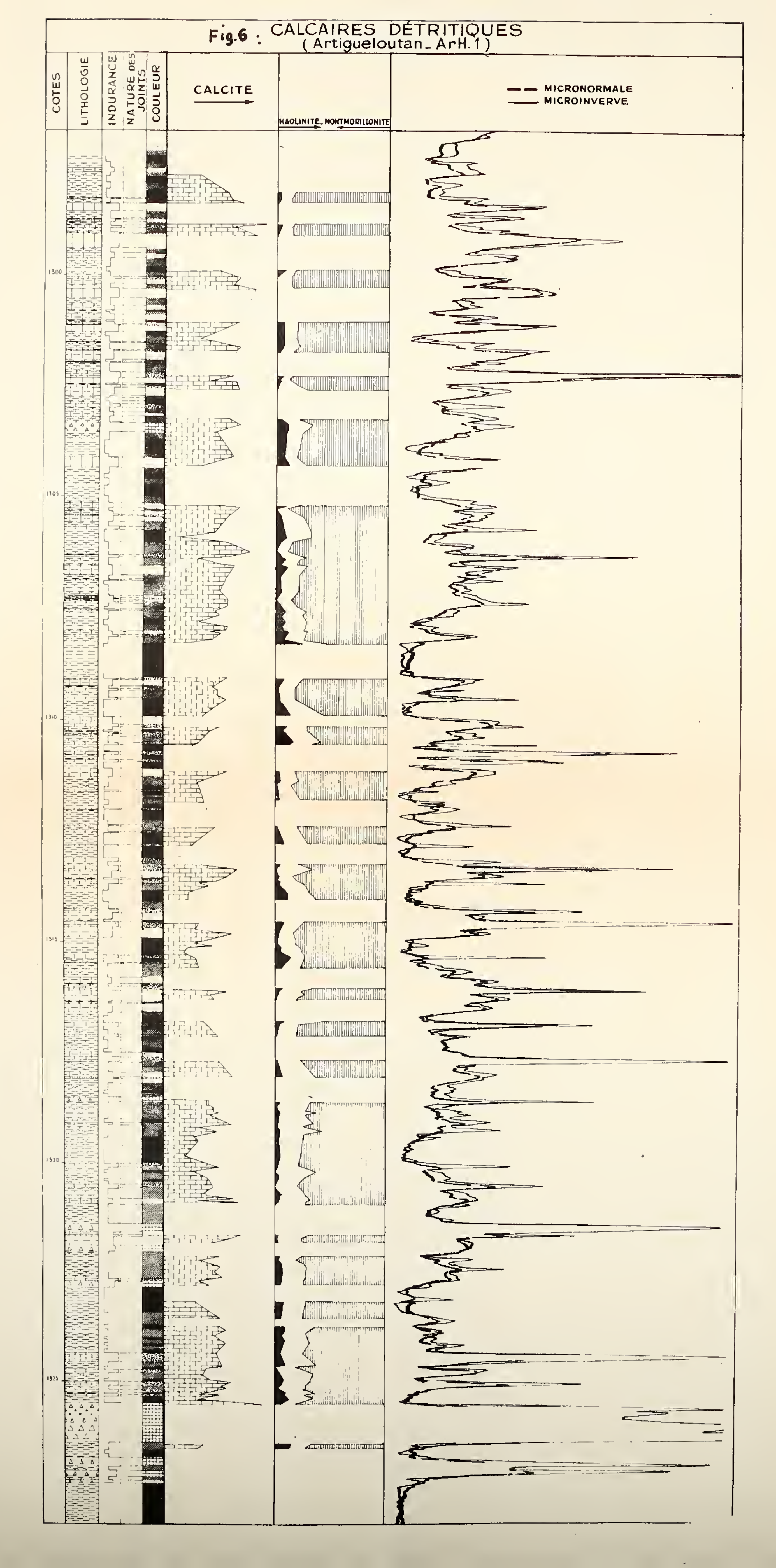
ciment recristallisé

% CO_3Ca

Microinverse

Micronormale

R (ohms x m²/m)


Fig.6 : CALCAIRES DÉTRITIQUES
(Artigueloutan _ ArH. 1)
COTES
LITHOLOGIE
INDURANCE
NATURE DES JOINTS
COULEUR
CALCITE
KAOLINITE_MONTMORILLONITE
MICRONORMALE
MICROINVERVE
1300
1305
1310
1315
1320
1325

BIBLIOGRAPHIE

AUBERT (J.), BESEME (P.), ELLOY (R.), ESQUEVIN (J.), FABER (J.), KULBICKI (G.), NIBOUREL (C.), OERTLI (H.J.) 1964 – Progrès récents dans la connaissance du Danien et du Paléocène en Aquitaine méridionale. *Coll. Paléogène, Bordeaux,* 1962 et *Mém. B.R.G.M.*, n. 28.

CUVILLIER (J.), FOURMENTRAUX (J.), HENRY (J.), PONTALIER (Y.), SCHOEFFLER (J.), JENNER (P.), 1962 – Etat actuel des connaissances géologiques sur le bassin d'Aquitaine. Extr. du *Livre à la mémoire du professeur* P. FALLOT consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe, t.I, p.367-382.

DOLL (H.J.), 1965 – Méthodes de diagraphies électriques utilisant des microsondes. Symposium sur les mesures effectuées dans les sondages. *Rev. Inst. franç. pétrole,* vol.8, n.11, nov.1955, p.1361-1369.

FABER (J.), 1961 – Paléogéographie et sédimentologie du Danien et du Paléocène de la région de Pau. *Rev. Inst. franç. pétrole,* vol. XVI, n.9, p.907-921, 4 fig.

FLICOTEAUX (R), 1967 – Contribution à l'étude stratonomique du Paléocène du Sud-Ouest aquitain. Relations entre les caractères stratonomiques et les rythmes enregistrés par les diagraphies. *Thèse Doct. Ing. Fac. Sc. Bordeaux,* 151 p. 24 fig., 5 pl., 4 pl. h.t., 4 pl. photos, biblio.

GUBLER (Y.) et POMEYROL (R.), 1946 – Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au Sud de Pau (Basses Pyrénées). *Bull. Soc. géol. France,* (5), t. XVI, p.423-444, 3 tabl., 1 fig.

LOMBARD (A.), 1953 – Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. *Rev. Inst. franç. Pétrole,* vol. VIII, n. speç., p.9-45

LOMBARD (A.) 1963 – Stratonomie des séries du flysch. *Ecl. géol. Helv.*, vol. 56, n. 2, p.418-511.

LOMBARD (A.), GOTTIS (M.), JULLIAN (Y.), MAINGUY (M.), 1953 – Méthode d'étude et d'interprétation des séries à sédimentation calcaire dominante. *III rd World, Petrol. Congr., La Haye,* sect. 1, p.449-462.

TERCIER (J.), 1947 – Le flysch dans la sédimentation alpine. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 40, n. 2, p. 148-163.

WALSTROM (J.E.), 1955 – Symposium sur les mesures effectuées dans les sondages. Introduction. *Rev. Inst. franç. Pétrole,* vol.X, n. 11, nov. 1955.

